近海环境海洋学

〔澳〕 汤姆·比尔 著
甘雨鸣 卢如秀 叶锦昭 译
黄克中 校

中山大学出版社

近海环境海洋学

〔澳〕 汤姆·比尔 著

甘雨鸣 卢如秀 叶锦昭 译

黄克中 校

中 山 大 学 出 版 社

近海环境海洋学

〔澳〕 汤姆·比尔 著

甘雨鸣 卢如秀 叶锦昭 译

黄克中 校

•

中山大学出版社出版发行
广东省新华书店经销
广州红旗印刷厂印刷

•

787×1092毫米 32开 10.875印张 24.4万字
1989年5月第1版 1989年5月第1次印刷
印数 1—1500册

ISBN7-306-00170-1
X·3 定价：2.50元

寄语中国读者

一本书的前言在于使读者对全书有所了解，明白著作的意图，有关这一点，已在英语版的序言中有所述及。不过，由于甘雨鸣教授对我提出了为他的“环境海洋学”译著作序的要求，我也乐意在此简短地谈谈我在亚洲所做的环境海洋工作的一些经验。

不少亚洲国家及政府都制订有为保障其发展所必要的环境法规，以作环境影响评价，并详细地规划它们的环境保护方案。当然，在整个环境评价中，必须考虑相应的物理、生物、社会与经济等方面的影响，不过，由于某些工业并不一定排放废物，而某些近岸的工业排放物却又能在海洋中寻找到它们的踪迹，因而常常还需进行海洋调查与观测。

早在1981年，印度尼西亚政府就制定了环境法规，我也被邀请参加对建于爪哇岛中部、相当于Cilacap炼油厂三倍大的一项工程的环境影响评价工作。该厂座落于Donan 河口，严重的是它有化学物苯随着冷却水而排放。这一来，就要对上游的红树林生态影响作出预测。为考察这个问题，我们作了把废水排进有潮河系统中的相似模拟。还好，这是个对目前设施的扩建工程，因而我们可利用野外的实际冷却水排放观测值作为模拟的校核。在旱季，它是用罗丹明染料示踪为基础进行的，据对湿季的第二次示踪试验结果表明，模拟同样有效。总的说来，由于河口的水体冲刷时间十分短促，因而，排放入河流的废物没有产生任何令人疑惑的问题。

中华人民共和国同样关心自己的环境问题。1984年至1985年间，我曾协助上海环境保护局以研究他们开始进行设计的总体下水道工程，以使1992年上海市的废水能通过水管收集并最终排放到长江深水中。排水口将埋设于离岸1km的20m水深之下。

为估计这样的一种排放所能带来的环境效果而应作资料收集的第一件事，便是装设能测定断面水温与盐度分布的一套装置，进而获得密度的断面变化。同时，我们还要收集排放处的流场资料，这远非为一项简单的作业。长江水流湍急，曾测有2.5m/s的流速记录。由于沉入物体的曳力与水流速度的平方成比例，因而需要把仪器挂放在22.1m长的钢索上，并用双锚锚定小船。吊装在船上的仪器重达200kg，连同镇重物才可使其保持垂直。

利用仪器获得的6个月的观测资料，特作为设计罗丹明示踪试验的依据，并据此确定比较接近于长江排污口处的弥散系数。它将被用于南京水利科学研究院所作的长江下游的物理与数学模拟中。

仅希望本书所提供的信息，将有助于那些在将来做类似工作的中国读者。

D. TOM BEER

于澳大利亚·维多利亚

1986年8月

序　言

过去的十年是人们关注环境的十年。为适应这样的一种潮流，不少国家的政府部门建立了环境管理机构及第三类型的研究所，并积极地开设各种课程以培训这些机构的人员。我毕业于西澳大利亚工业技术学院自然资源专业，还在国立澳大利亚大学资源与环境专业获得硕士学位。不过，在就读于这些专业时我便发现：缺乏一本能适用于环境海洋学的课本，这从下面两点表现出来。首先，海洋学的学习大都集中在两个方面，一是为打算作海洋研究工作者而设立的较专门而高深的学习，一是为作导论性质的了解而罗列的一般水平的学习。这对那些聪颖而有志于此但无专业知识基础的学生来说无疑是一种不足。另一方面，环境这一概念，首先是与近岸水体休戚相关，可是，反映在这些书本上的大部分论述，都是述及深海的。

因此，本书是针对那些对上述领域感兴趣的环境管理工作者、环境保护官员及学生编写的。他们必须了解由他们的海洋学顾问所提交的技术报告，甚至，必要的话，他们还得亲自编写本部门的环境调查。这是我要写近岸水体物理环境导论的原因。而且，可以证明，对那些从事工程、物理、数学学习的学生，在学习专业课程之前了解分析这里所述及的现象背景确是有益的。从这些方面去拓展，我认为本书还是G. Pickard 教授的名著《描述物理海洋学》的一本很好的参考书。

本书的章节安排取决于数学及概念的深浅程度。最初的

几章极少遇到数学，主要是因为这几章是作为一个初始阶段来介绍的。因此，近岸海洋一章有关的波浪性质只作简单叙述，在第三章再作详细说明。另外，前几章的数学公式，在那些实用海洋学家看来是显得有点古怪的。我特意决定利用可观测量值以表达变量：如以波长（λ）去代替波数（k），以内波周期（Ti）代替科氏参量（f）等。最后，当涉及某一通用概念时，我就用标准形式的公式。

每一章的结尾均有参考书目，该书目并非为最详尽的清单，不过，它反映了我认为最具实用而有趣的部份。任何一个大学生都可以确定一个题目并进而寻求与这个主题有关的更早的文献，这些文章目录列于本书的后面。

Dr. TOM BEER

目　　录

第一章 近岸海洋学

第一节 导 言

海洋学（中国和苏联称之为海洋水文学）是研究我们这个星球上深海和近岸水域的一种科学。它由四部分构成：物理海洋学、化学海洋学、生物海洋学和地质海洋学。本书论述的内容主要是物理海洋学，通过海洋的物理特征描述海洋，并试图用物理机制说明它的作用。详细论述海洋物理与海洋学其余三个部分的相互关系和相互影响。

从任何一方面来说，物理海洋学都是一个迷人的、且具有挑战性的科学领域。它将对今后在海洋资源的开发过程中提出的许多问题提供答案。例如：海洋的表层流对海洋运输所起的重要作用；次表层流可能携带工业废水流入它不该流入的地方；波浪能够毁坏海上的钻井平台和摧毁海岸上和陆地上的建筑物。

在过去的三十年中，对物理海洋学的认识和理解有了长足的进展。其中，少数来自实验室的工作与实验，而大部分则来自对世界各地的深海经过艰苦收集来的资料。长期以来，在深海中令人激动的发现和成就已使近岸与河口海洋学黯然失色。不过，当人们所面临的近岸环境重新被关注时，科学家已开始把他们的物理海洋学知识应用到近岸及河口中来，虽然他们有时也会感到这方面知识的不足。近岸水体有其自身内在的变化，它们是复杂的，这就有必要进一步去了

解它们。另外，我们从对海洋的研究中知道，海洋中的盐度变化是十分微小的，因此，当把海洋研究中的成果应用到盐度变化激烈的河口地区时，必须十分谨慎。

物理海洋学本身可以看成是由两部分组成：综合海洋学（Synoptic Oceanography）是涉及海洋资料的观测、制备及解释的一门科学，这是许多地理学者感兴趣的一个常见的海洋学分支。动力海洋学则是把已知的物理定律应用到海洋中的一门科学，它把海洋当成一个受力作用的水体，并解出数学方程的结果。当然，它们的任何一部分都不能单独地存在。动力海洋学家的预报必须有综合海洋学的检验；动力海洋学也可以解释综合海洋学的结论。

上述的划分，对气象学（对大气的研究）来说也是适用的，我们常把它分为天气学与动力学两部分。海洋学和气象学是紧密地共存的。两者都同时研究环境流体（一种是水，另一种是气），而且可以使用同样的数学工具。它们彼此有内在的联系。飓风是其中一个引人注目的例子，因为它只能在表层水温超过27℃时才能生成。然而，大气同样影响海洋。风驱动海洋上层的水流，并决定海洋表层波浪的性质。

尽管如此，气象学家和海洋学家之间仍然有重要的区别。海洋学者所说的流向是指水流的去向。相反，气象学者所讲的风向是指风的来向。因此，气象学家们提出的西风将产生向东的水体流动。

在本书中，我们将对一些近岸水体进行物理描述，并以简单的形式解释某些是支配它们的动力学理论。一般的生物学家、化学家、地质学或环境科学家遇到一个海洋问题时，可以容易找到他（或她）所能作出的适当处理，而不必都求助于物理海洋工作者。不过随着研究的继续深入，就会有不

少恼人的物理问题难于回答，那是由于欠缺这方面知识而引起的。有鉴于此，目前大部份的近岸海洋与河口研究工作都是通过一个共同工作的、相互制约的小组执行。然而，要使这个小组得到良好的工作成绩，每一位专家应该与另外的专家交流心得。本章的目的是向环境工作者提供必要的技术，以便与物理海洋学家相互交流，而且，也向物理海洋学家介绍社会上广泛受到关注的各类问题。

第二节　近岸水域

什么是海岸？什么是近岸水域？这还没有统一的定义，而且，在军事、政治、科学、经济上的使用也各不相同。为了便于概括，本书以图1.1所描绘的海岸带来说明，它的范围是从大陆架边缘开始向内海方向直到对现代海运会发生影响的边界为止。虽然如此，其它的定义和观点同样也很重要（因为海岸被侵犯时，国家之间便发生冲突），我们将详细地研究其中存在的若干问题。

海岸带

海岸带的管理人员必须具有适合于他们管辖的法定概念。其精确的词语，州与州之间也有差别。但是，有一个共同的海岸带概念，已被西澳大利亚采用，这就是：

从前滩的高水位向内陆延伸 1 km 的土地与水域，并向海延伸到 30m 等深线，包括水域、河流的河床和堤岸、河口、小水湾、海湾或受潮汐涨落影响的湖泊。

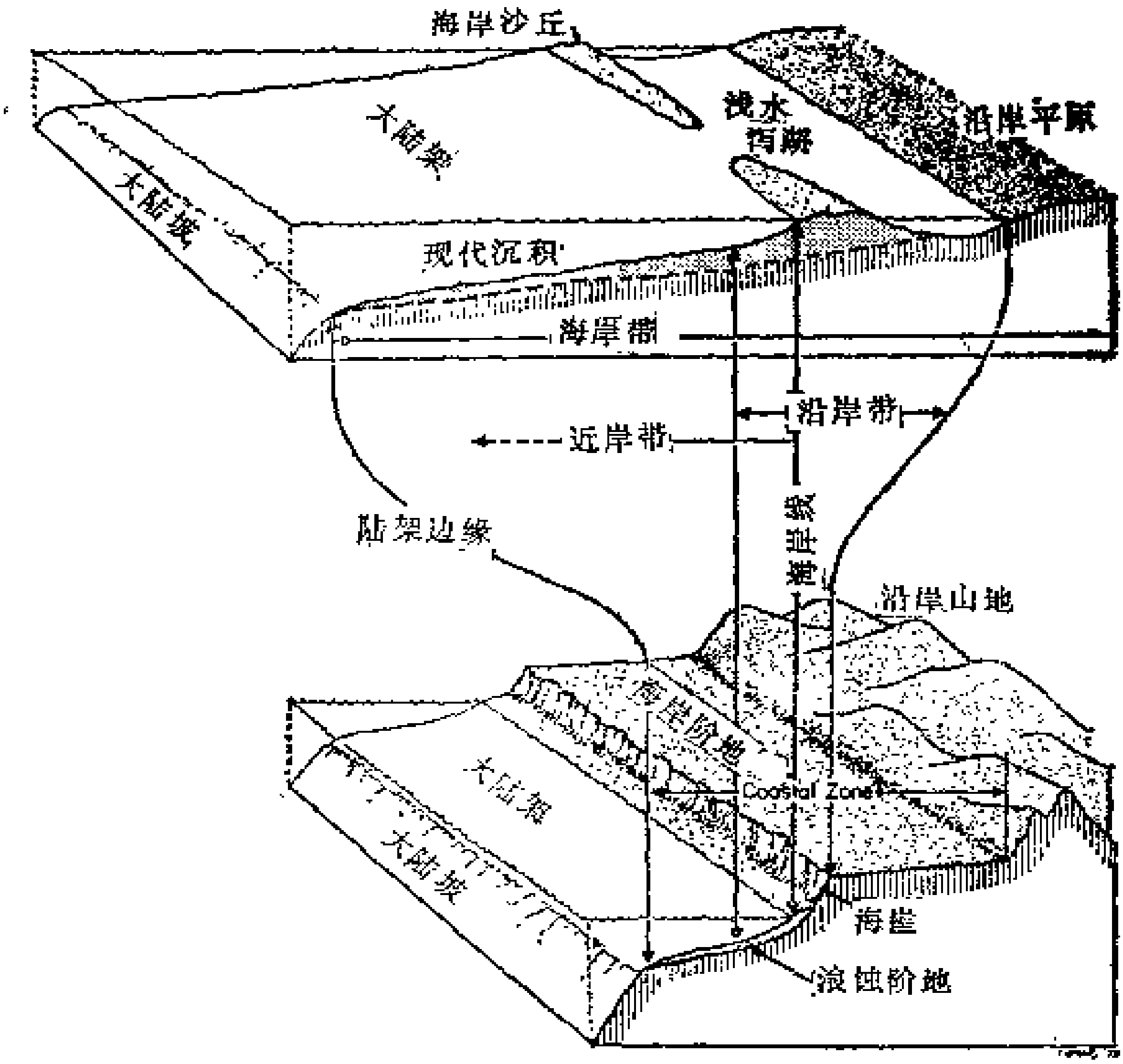


图1.1. 按各种地貌特征命名的典型岸滩剖面。由它描述的水域称为浅水水域。

在这里，人们对沿岸水域内侧范围的确定与外侧同样关心。占优势的一种意见认为，潮汐的内侧范围决定于潮水上溯的距离，这是应用水体运动来下的定义。同样，也可以利用水中盐分的波动来确定潮汐的影响。近岸水域向内陆延伸的远近与潮汐的影响有关，因此，河口三角洲可视为近岸水域的一部分。但是，应当注意，我们所下的工作定义比上述

法律所给定的定义宽广得多。向海的范围止于大陆斜坡（后面将对此详细说明），它远比30m要深。同样，目前海洋影响的向内陆范围也可能大于1 km。

大 陆 架

大陆架涉及到物理概念，又涉及到当代的法律概念。物理的概念是指大陆陆地物质向海洋伸延的问题。根据在大陆架边缘附近进行大量调查的资料，得出一个平均大陆架的综合设想。这是一个由陆架宽度为 65km 组成的具有象征性的实体，它以1/500（或0°7′）的梯度下降到最外侧水深为128m的边缘为止。大陆架终止于陆架坡折点处。这里的梯度增加至1/20，陆架坡折之外为大陆坡。

大陆架的法律概念是不清楚的，因为从海岸伸延的大陆架的距离变化非常大。有些地方不存在充分确定的大陆架。太平洋上的大小岛屿实际上是深海中山岳的延伸部分。而另外一些地方大陆架却可以伸延数百公里，澳大利亚的西北部海岸外海就是这种情况。

本书主要着眼于大陆架水域，即水生生物学家所称的浅海水域。当沿海国家考虑它们的近岸水域，包括它们的大陆架及大陆斜坡以上的水域时，显然是极为诱人的。这里扩展的边界称为大陆边缘，包括联合国海洋法（UNCLOS）在内的律师们对此作了几种定义的选择尝试。它们包括：

（1）离开海岸200海里（370km）的一条固定线；

（2）500m 水深等值线，又称为500m 等深线；

（3）大陆斜坡的脚线。

领　海

从17世纪初到本世纪中叶，传统的海洋国际法是以领海和公海两者之间的显著差别作为依据而建立的。领海是由沿海国家直接相连的带状水域组成。在这个水域中，沿海国具有与其在陆地上完全同等的主权，并且，这个绝对的权利可以延续到海床和沿海的底土。沿海国权力所受的限制是世界上所有国家的船只从国外港口驶往或开出该领海时均享有“无害通过”的权利。

虽然在法律内容上的领海概念具有普遍的一致性，但是在实际工作中，要求的宽度往往有很大的变化。支持3海里的国家占大多数，可是，不少国家却要求把区域范围扩展到4海里，6海里，12海里，25海里，近年来甚至要求扩展至200海里。

与近岸水域具有同等含义的领海的概念，由于沿海国开始认识到大陆架上矿物资源和生物资源的存在和可开发的价值而提出不可侵犯。这里值得指出的是，1945年的杜鲁门公告，美国宣布对毗连海岸区域的大陆架上资源勘测和开发的专有权，而这一区域至今仍被视为公海的一部分。从那时候起，人们便转向考虑要明确表示提出大陆架和大陆边缘的定义，以及考虑解决由于对同一水域竞相争夺而引起的违约行为的措施。

专属经济区（EEZ）

专属经济区的概念是表示一种“功能”主权；也就是

说，该主权限制于国家活动的某个方面——管理该区的经济开发。主权国家的整个主权最终限制在领海的外界（人们通常认为是12海里），但是，沿海国享有超越上述范围，甚而远至188海里的权利，并享有对非生物资源的勘探和开发的“主权权利”，及对生物资源的保护和管理的“主权权利”。

专属经济区的概念最早出现于1974年，从那时候起，它很快得到承认，并作为通常国际公法的一部分。约有52个国家曾经要求专属经济区主权，另外有22个国家也曾经提出从内容上着眼而不是从地域上着眼的200海里专属渔业区。事实上，沿海国有责任运用对对象物的合理利用权，以确定和保存经济专属区内的生物资源。首先，许多国家把它理解为确定最大的可容许产量，并享有最先获得该产量的权利。如果本国对整个贮存量没有能力加以利用，那么，就有义务把最先获得的权利与其它国家使用余额贮量的权利相联系，沿海国家可以根据这些条目及条件去确定。

很多国家在宣布自己的专属经济区后，它们马上对有关捕捞、采矿和区域钻探等若干重要收益进行限制。在澳大利亚，当地的捕捞工业有能力捕捞容许渔获量，但如何处理其余额贮量？对这个问题至今仍然拿不定主意。这种余额贮量的处理已被政府视为对外政策的一个重要组成部分，而其未来的重要性已隐约地表现得如此之大，以致不少对当今世界问题广泛注视以及对海洋和近海作财政支持的官员，重新回到了建立专属经济区的最初设想。

海岸线

海岸线的一种最简单的观点是指海洋和陆地两者之间的界线。在一幅地形图似乎可以充分确定它的外表形状，然而，正如图1.1 所示，这条界线常常是不连续的，或者是粗略地确定的。由海洋与陆地界线共同组成的滨海线多数人都认为等于海岸线。

海岸乃是陆地靠近海洋的一部分地域，它要受到海洋的作用而变化。关于这一点，我们应当注意到一个十分明显的例证，它表明在冰川期间比现在或大或小的范围内，过去的海洋而曾有过大于100m的变化。海滩向海方向終止于海岸线上，它的范围可以粗略地按照最高潮水位和最低潮水位来确定。后面我们将讨论海滩处于动态平衡的状态。例如，一个砂质海滩，或者始終是砂，但是，它不可能始終是同一种砂。在海浪和近岸流作用下，它可以沿着海岸进行连续不断的运动。

除了确定海岸线之外，政府的代理行政管理机构还对特殊岸段的海岸线长度的测定给予关注。一般，它是把上述管理机构所使用的地形图按比例尺量度出海岸线的长度，再用编入百科全书和年鉴中的计算图获得。不过，如果你仔细想一想就会发现，在比例尺不同的地形图中量算出的海岸线，如比例尺为1：12 000 000就会比更详细的地形图如1：10000 中量算出的要小。因为小比例尺地形图可能平滑掉一些港湾、海湾、岬角及河口等等。这个问题近年来引起了数学家的注意，他们试图用称为“分数”的一种形态分类，模拟实际海岸线的粗糙度和不规则性。如果用不断增大的比例尺来测量，计算出来的澳大利亚、南非和不列巅的西海岸减少的总长度的部份结果表示在图1.2中。数学家计算出的直线斜率（用双对数纸）为1－δ。这里的δ是需要模拟的特殊

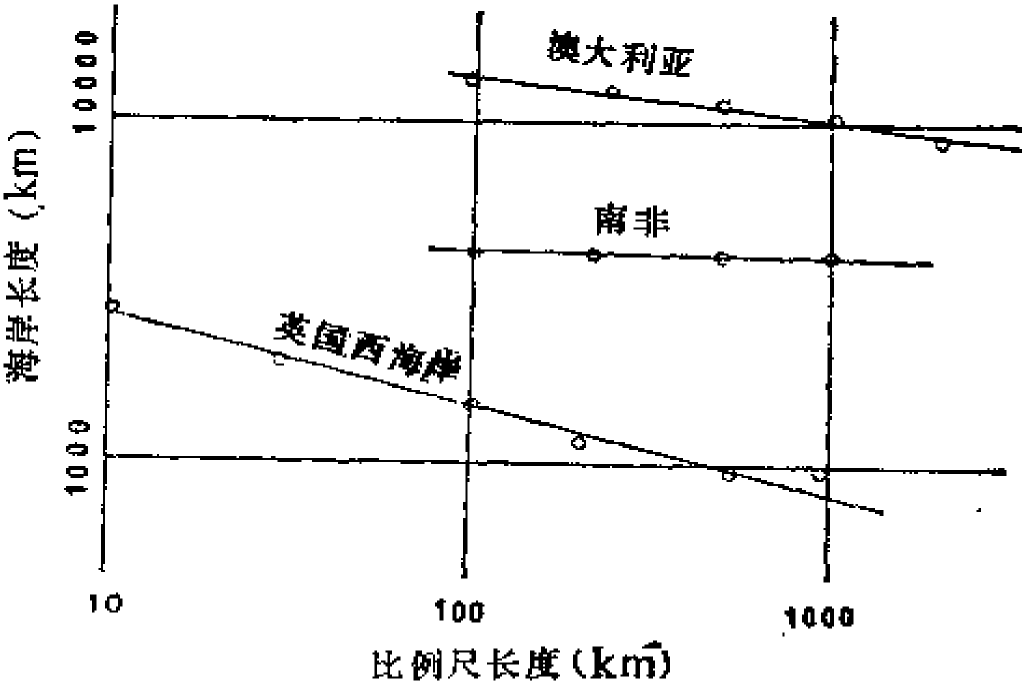


图1.2. 海岸线的视长度决定于测量所使用的地图比例尺（或比例长度）。图上的线均绘于对数格纸上，因而它的等长线段比其量值大10倍。

岸段“分数”的尺度。

第三节 渔业和生物学

海洋上的一种独特资源是它的鱼类。如果对它进行全面的管理，它是一种可提供营养和食料的可再生资源。专属经济区的概念促使我们重视对一个国家沿海渔业的确定而系统的了解。海洋生物学家或生物海洋学家在这方面的贡献固然是令人满意的、公认的，不过，还应该包含对物理过程的认识。

在确定最佳渔获量中，水域的物理特征具有重要的意

义。图1.3 描绘了日本外海可能寻找极有价值的、商业鱼类的最佳温度分布。对有关海洋水温知识的了解，无疑有助于提高渔获量，现代技术已被应用于确定表层海温，并播发它的结果。美国国家海洋和大气管理局（NOAA）根据卫星资料，可以得到一周的世界海洋表层水温分布图。图1.4 是这种海面温度中具有代表性的实例。这些图播发给那些希望收到的捕鱼者，人们便可根据其中的信息确定他们的拖网位置。

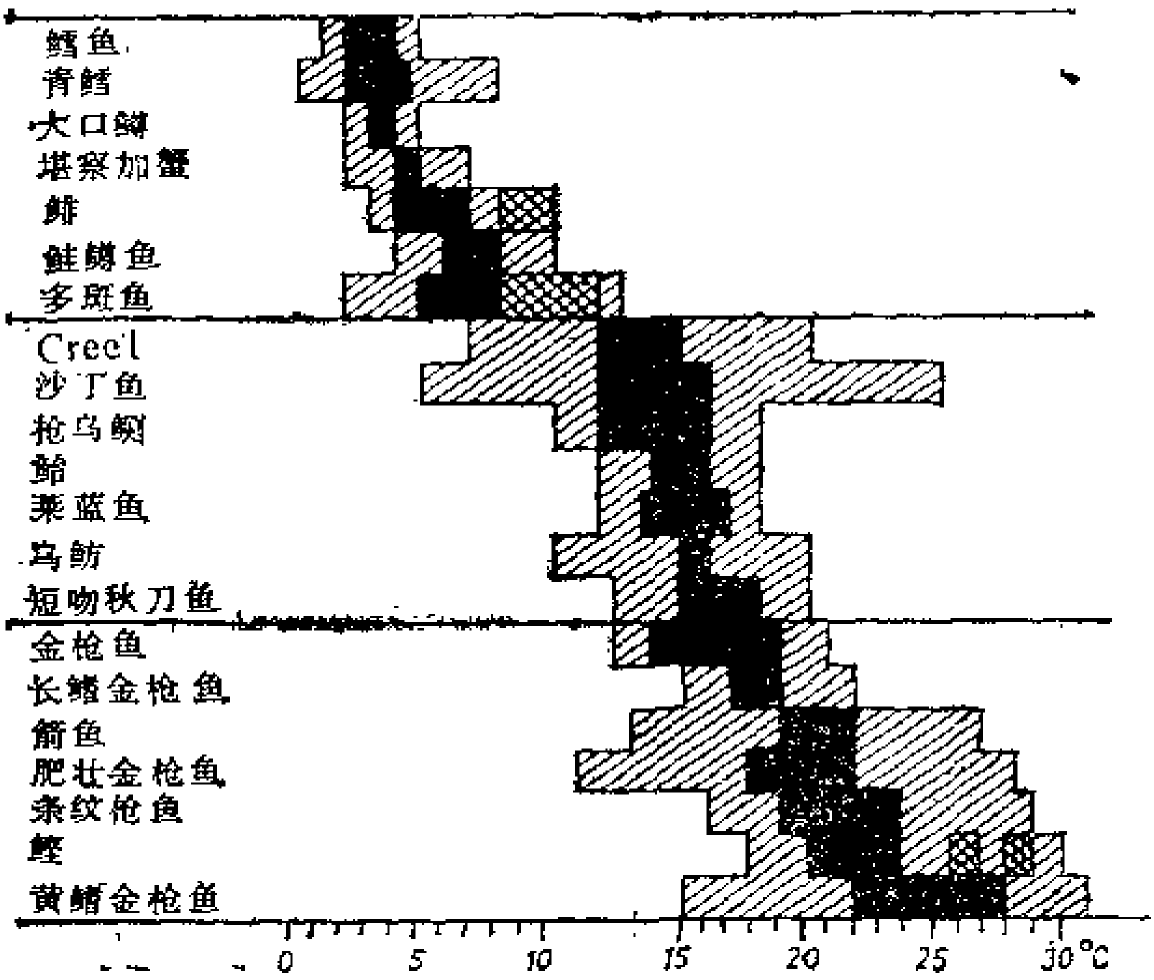


图1.3. 各种经济鱼类所适应的水温

捕鱼者还可以在他们的工作中利用声学的物理性质，更

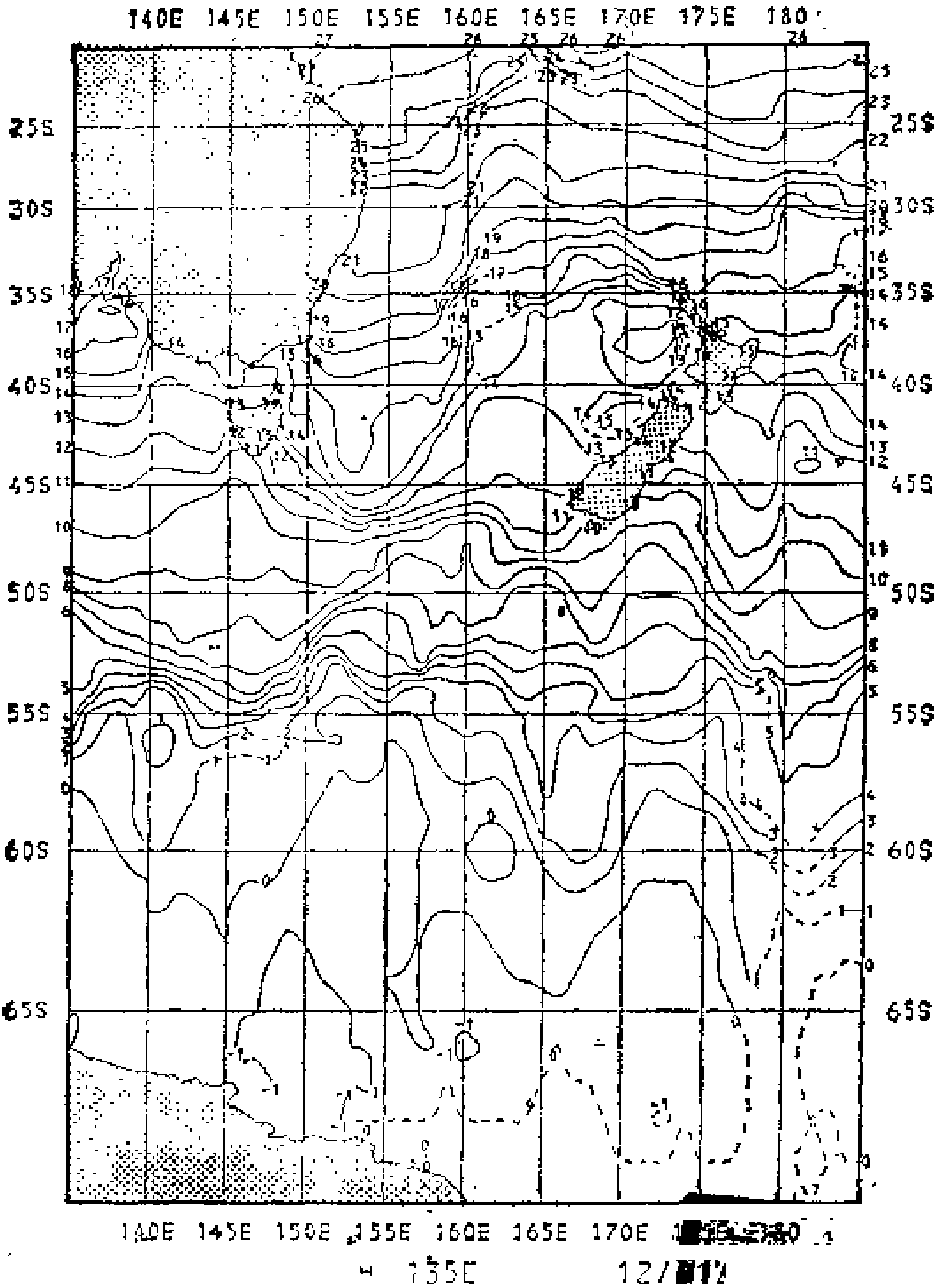


图1.4. GOSSTCOMP表层水温图

(此图每周通过卫星的红外观测仪传送到)

灵活地操作。即使在很小的船上，回声测深仪也是目前最流行的仪器，因为在确定水深时，它是一种非常有效的测量工具。由于鱼群也能发射出回声测深仪可以接收到的声学反射信号，现在渔船的技术员可以根据卫星播发的表层海温图确定他们所感兴趣的区域，并按照回声测深仪的信号进一步利用声学技术收窄下网范围。

以一个涉及西部石龙虾的例子来说，在这里，物理测定补充了生物方面的信息及政治方面的作用。那里的龙虾在幼体期中，随着海流漂移。西澳大利亚州州政府的渔业是以西部石龙虾为主，他们担心外国渔船可能会把这一资源耗尽。因此，他们需要知道在该海流区上可以捕捞到这些幼体，以及在经济专属区内，它们是否能够一直长成成体，还是幼体成长的某一时段可能在区外渡过。答案是相当复杂的。物理海洋学家根据数年的观测资料，研究了澳大利亚西海岸外海的水流运动，发现西澳大利亚海流并非按照图上所描绘的那种形式流动。当时，曾经假定西澳大利亚海流是一个缓慢的、恒定的、沿澳大利亚西侧海岸向赤道方向流动的水流。事实上不完全相同，它是由一串首尾相接的、连续闭合的、称为涡流的流动组成。在每个涡中，流动可能会加速，但是，连成一串的涡环流只沿着海岸缓慢地移动。

在整个生物生产能力中，最重要的单项物理因素是光，植物不可能在缺乏太阳光的地方生长，因此，浮游植物，作为细小的、海洋栖居动物基本养料的海洋植物同样需要阳光。这就意味着透光带，即光可能穿透进入海洋最大距离的200m，就是具有最大生产能力的地段。在透光带中，当夜晚或者白天阳光被遮挡时，聚集的浮游植物随之上升。近岸的某些特定海域，浮游植物往往有很高的生长速度和很大的

渔业生产力。它常出现在海水从海底携带有浮游植物和其它营养素往上泛浮的地区。这种过程称为上升流，它往往出现在大洋东侧的海面，例如秘鲁、加里福尼亚、索马里、南非等地就有这种例证。上升流决定于风的方向，如果风向改变，上升流便停止，捕鱼量也随之下降。

迄今为止，列出的大部分例子均可以定量表示，换句话说可用数学方程描述。如果生物过程同样可以用数学方程描述，就可能导出有机体动态的预报模式。目前这种生态系统模式尚处于初级阶段。以浮游植物模式为例，通常是根据描述总体浮游生物变化的方程——连续方程式，和必须寻找一个数学公式说明浮游植物的通量，亦即在给定的空间和时间内说明个数的变化和它们的生产量与耗损量。最早试图按照物理概念推导浮游植物模式的是1949年赖利(Riley)、斯托米尔(Stommel)、邦珀斯(Bumpus)。他们找到了浮游植物稳定状态下的水深分布公式，在这里浮游植物不随时间而变，并假定浮游植物密度的垂直变化可用一个与三个因素有关的二阶微分方程描述，该三个因素包括了垂直涡动扩散项，它使浮游生物指向垂直密度量减小的梯度方向运动；沉降速度项，确定它们下沉的速度，以及作为生产和被摄食的一项。在透光带中，后一项为正，表示此处浮游植物的增长，而深水处为负值，表示被鱼类和其它捕食者摄食的浮游生物量。

上述采用的假设和构成的模式是一种纯数学模式，当然，它也可以导出若干有价值的结果。为了使垂线方向上的浮游生物的分布处于稳定状态，就必须：第一，透光带的深度是有限界的；第二，要有一组固定的沉降速度和涡动扩散值，这种情况只有在稳定状态下才可能实现；第三，在透光

带内，浮游生物密度的增长基本上达到最大的趋势。图1.5描绘了大西洋地区不同地方中这种简单理论和浮游植物沿垂线分布之间的对比情况。

自1949年以来，浮游植物模式不断地改进，并用于提高我们对海洋上层混合过程的认识上。尽管在透光带的重要性问题上几乎没有争议，它的上部一般都构成一个“充分混合层”，在风搅动的情况下，该层各个物理参数都是固定的常

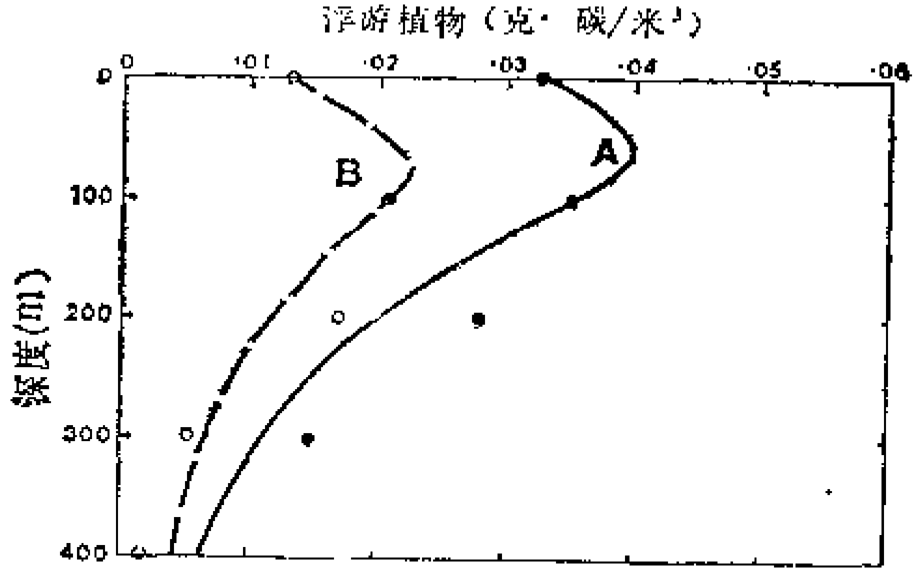


图1.5. 浮游植物垂直分布的理论预报值（线）与观测值（点）间的关系。

A：佛罗里达海峡

B：蒙托角外海的海流区

数。图1.5中是表示粗略的垂直分布样本中略去了对它精细结构的详细描述，有关这方面的问题将在后面的混合过程一章中再作讨论。

第四节 经济和地质学

在过去的十年中，石油涨价引起了人们对海洋不可更新

资源的关注。这中间最重要的是碳氢化合物，如，石油和天然气体，它们埋藏在大陆架斜坡的沉积层内，也可能埋藏在大洋深部的沉积层中。

初级的海底勘探极大地依赖于声学技术。海洋地震测量技术（图1.6）近年来获得了显著发展。根据海底的内部结构和海底沉积层的相互关系，可以揭示出远比过去的可能性大得多的详细情况。对海上地震测量的一般性作业，可以认为是回声测深仪和地震仪的相互结合。代替回声测深仪的微弱脉冲发送器，拖曳的套筒式爆发器会产生强大的冲击波，它进入海底，并从海底的岩石反射回来。反射波的能量被勘探船船尾拖曳的接收棒所接收，它们的到达时间则被船上的测量仪表记录下来。根据这些记录可以判断出地层的形态和深度，那些无用的多次反射，则用一组类似于第十二章叙述的数值计算从记录中滤掉。

下面谈谈海上的石油和天然气体的储备。最初，海上作业是在只有几米深的水中进行，例如，在委内瑞拉的马拉开波湖，墨西哥湾，苏联的里海等地区，几年后才开始向深海进军，包括近岸钻井平台工业制造在内的现代技术已有迅速的发展。然而，设计中所运用的设计准则和制造技术均极大地依赖于物理海洋学和大气环境方面的知识。有关上述各种因素的数据，如水深，潮幅，波高，表层海流和底层海流，风（阵风风速和持续风速），水温，海生植物丛及各基本条件都是必须得到的和必须准确的。收集这些数据是艰难的，而且有不少是在人烟稀少的地方所收集到的历史资料，因此，在使用这些物理参数的过程中，往往要极为小心。

由于近岸区域不断开发，今后的发展将移到更远的地方，在那些区域中，过去的气象资料和海况资料更稀少，可信性

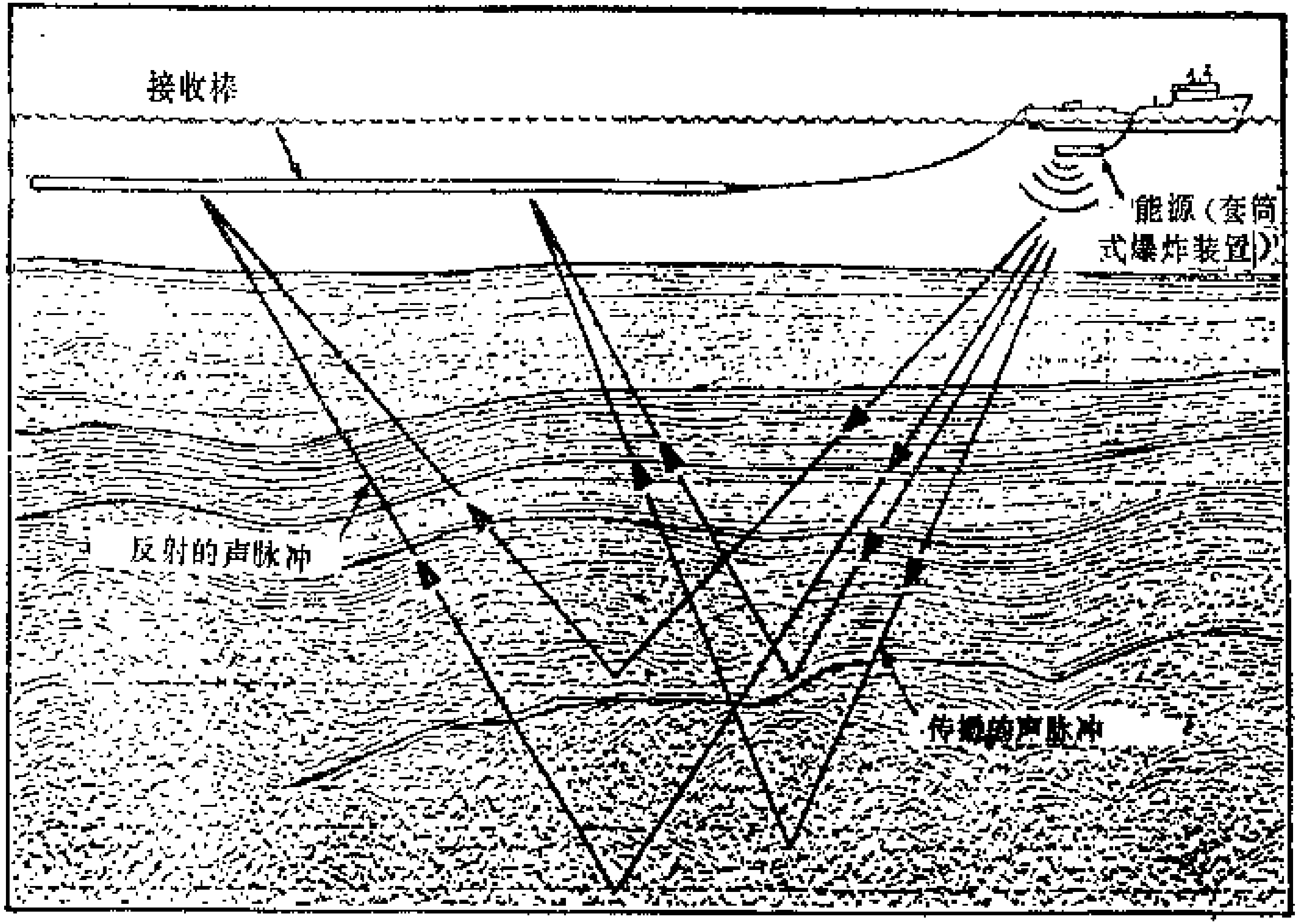


图1.6. 从海洋地震测量中我们获得这里所示的那种剖面。冲击波由船拖着的套筒式爆炸装置发出，穿过海底，并由各岩层反射。能量反射波可被接收棒接收，船上的仪器记录了到达的时间，根据这些资料可计算出海底的形态和地层深度。

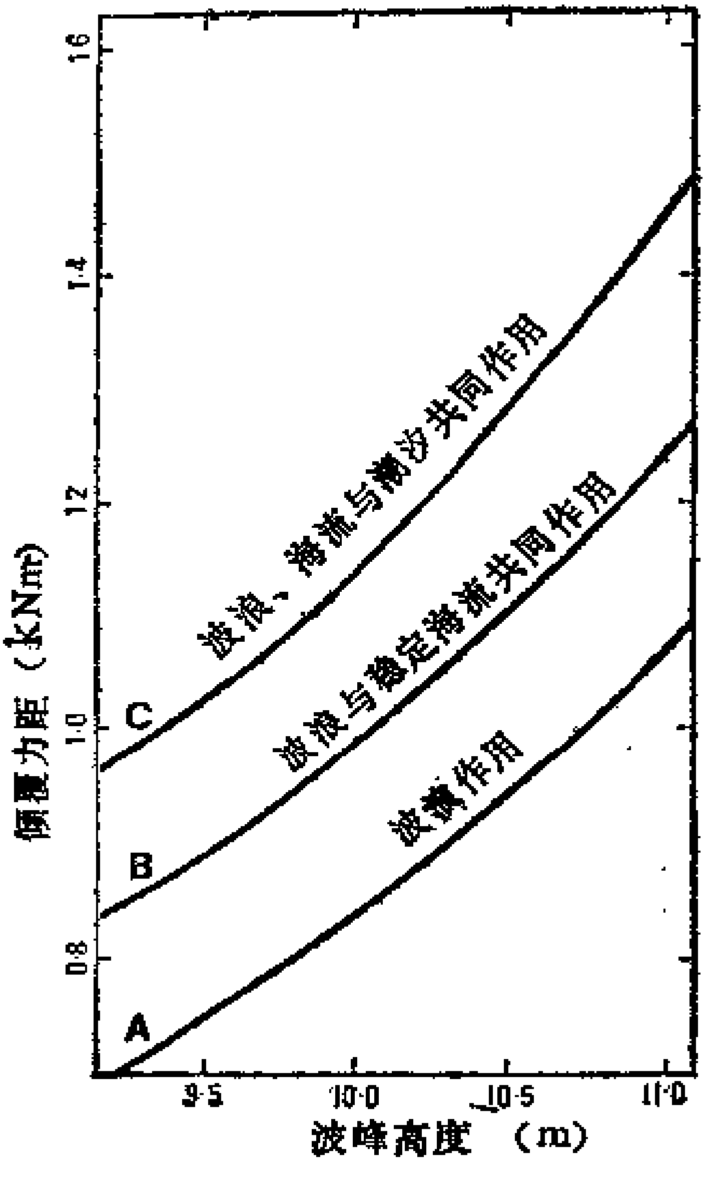


图1.7. 钻探平台上的倾覆力矩或旋转力随波高的平方而增加。精确的波候资料意味着可以采用平直的结构。图上的三条曲线是根据（a）仅考虑波浪的作用，（b）加上稳定流场的作用，（c）加上潮流振荡的变化而获得的计算结果。图上坐标轴标明的为国际单位制，建议把它除以本单位的大数以得到一个作为描述坐标的无量纲数。

也差，然而，随着研究的深入，要求上述资料的精度也随之提高。图 1.7 表示水深 125m 时钻探平台倾覆力矩的大小是随波峰高度的增加而增大。如果设计波高改变 1 m（即设计的结构能抵御的最大波高），该平台就会变得更大，更坚固，也更昂贵。由于结构力矩是由它的长度和所经受的力的乘积而定，因此，在深水中的结构物将更长，并经受更大的倾覆力作用。

被归入档案的那些艰苦收集到的海洋学和水文原始资料是海洋学早期学科的一种最好说明。大家公认，获取气象资料是一种纳税人和国家级的气象局共同资助的有价值的社会工作。可是地球上大部分的海洋资料却为不同组织机构所有。某些国家，将验潮记录集中储存；另一些国家所收集的资料则仍然是分散保管。一般来说，目前的海洋监控与其说是为服务机构，不如说是为研究机构而设立的。而且那些开发公司经常是自己收集资料，或者请别人帮助获得资料。虽然，研究机构一般都把它们的资料贮存到国家海洋资料中心，可是，那些发展公司居于明显的理由保留自己资料的秘密。

供选择的技术

除了开发不可更新的能量资源外，在海洋中，还有丰富的可更新的能量资源，它们是可供开发的潜在能量。例如，提供和使用由海水中电解出来的氢气——它已超出了本书的研究范围。那些可供选择的技术是以物理学的原理为基础，它分成三种形式：（1）海洋热能变换装置；（2）波能提取装置；（3）潮汐发电站。

海洋潮能的利用对多数科学家具有一种特殊的魅力，目

前已经提出了各种各样的方案与设计，使上升和下降的潮水位能用于驱动涡轮机发电或用于其它装置。但是，这种想法在多数情况下备受牵制，因为它们必须有巨额的资本才能实现，世界上第一座最主要的潮汐发电站系统建造于法国兰斯河，价值 10 亿美元，并以功率 65MW 的供电能力输入国家电网。计划在英国的塞文河河口湾建造的潮汐发电站，以及封闭加拿大的芬地湾建立潮汐发电站的设计也已有多年。但是由于各种各样的原因，通常是政治方面的原因，往往妨碍这种潜在的新能源的发展。

实际上，潮汐发电只是一种形式，还有一种可以从海洋中获取小部分能量的形式。生活在海边的人们对波浪的威力都有充分的了解，并目睹风暴之后所产生的后果。目前世界上已有数量众多的，形式不同的波浪能量提取装置的专利，其中，一些是浮动的转换器，而另一些则固定在海底。世界上第一座实体波能涡轮发电机，1978年 8 月在日本海上的一个流动发电站进行了运转试验。这种在日本称为 Masuda 的浮体，利用其内部气体经过波动运转压缩而驱动涡轮机产生电源。日本建成共有三组涡轮机的电站，成本费用超过十亿日元，每台额定功率为125kW。把上述器具串连以产生巨大电能的可能性是目前研究的重点问题。

海洋中还包含有巨大的热能，它能够使地球大面积变暖。当前利用的状况如何？海洋热能转换(OTEC) 的观点是1881年阿塞尼·阿索瓦首先提出来的，海洋热能转换的目的在于利用太阳所加热的表层海水与下层冷水之间的温差来驱动涡轮发电机。就如提取波动能量的装置一样，人们可以利用各式各样的不同机理以达到这一目的。一种新型的方法是利用深层水和表层水将丙烷交替冷却与加热，以驱动涡轮发

电机，这是一种丙烷容器在水下的浮动装置。

凡是被推荐的技术均要求每个发电机具有 10 到 400MW 的功率，而且在海洋热能交换区域（热带），可以通过水下电缆把它输送到海岸和岛屿地区，用船把它的副产品——氨或氢运送到世界各地。法国计划在 1985 年建成一座功率 10MW的水下工作系统，成本费大约 5 亿美元。

不必多加怀疑，随着石油价格步步上升、煤的开采成本费以及核能费用的上升，一些国家在选择能源（包括开发海洋能源）时将给予认真的考虑。然而，这一计划的实现和成功，必然要求具备海洋自然环境的精确资料，兼有熟练的工艺和工程技术。

第五节　单位和量纲

在整理海洋学的定量资料时，必须区分其中的数量，它们的符号，它们的数值，它们的单位，它们的量纲。举例说，加速度，因为重力一般用符号g表示，当它的单位是$m \cdot s^{-2}$时，其量值约为9.8。你们当中也许有人发现用32英尺·秒$^{-2}$

表1.1.

基本单位	简　　写	量　　纲
米	m	长度，或[L]
千克	kg	质量，或[M]
秒	s	时间，或[T]
绝对温度	K	温度，或[K]
安培	A	电流，或[A]

表示更普遍些。事实上，单位系统可以任意取定。在本书中，绝大部分都采用了国际单位系统（缩写为SI）。那是一种即将普遍使用的单位。这个系统确认下列的基本单位（表1.1），因此，现在我们可以写成

$$g = 9.8 \mathrm{ms}^{-2} \text{或} g = 9.8 \mathrm{m/s}^2$$

不要写成m/s/s

然而在多数情况下，这些单位要么太大，要么太小。因此，SI系统同样可以用公认的前缀表示复合的基本单位。一厘米是百分之一米，或者是一米的10^{-2}。国际单位系统(SI)的前缀是：

表1.2.

倍数	前缀	符号	倍数	前缀	符号
10^{18}	exa	E	10^{-1}	deci	d
10^{15}	peta	P	10^{-2}	centi	c
10^{12}	tera	T	10^{-3}	milli	m
10^{9}	giga	G	10^{-6}	micro	μ
10^{6}	mega	M	10^{-9}	nano	n
10^{3}	kilo	k	10^{-12}	pico	p
10^{2}	hecto	h	10^{-15}	femto	f
10^{1}	deca	da	10^{-18}	atto	a

因而，我们又可以把加速度写成

$$g = 980 \mathrm{cms}^{-2}$$

也是正确的，不过，使用基本单位可能更好一些。另一方面，某些特定的常用量可能有自己独有的单位。力是用牛顿作单位表示，简写成N。能量单位是焦耳（J），功率单位是瓦特（W），压力单位是帕斯卡（Pa）。在附录1中，我们给出了这类单位的完整的表。可惜，海洋学象其它许多领域

一样，都使用一种混合的单位系统，为了使读者认识其中最通用的几个单位，常将它们用在正文中。

为什么非国际单位系统能流行使用呢？这里有三种解释。第一，也是最普遍的，不少人仍用英制单位中的节（1节等于$0.514ms^{-1}$）进行谈话和思考。非正式的SI的节是每秒半米。第二，为了方便，这类例子有1分巴（10kpa），1升（1 dm^3），1动力米（$10m^2s^{-2}$），1斯维尔德鲁普（10^6 m^3s^{-1}）。第三是无知，许多人不了解国际单位系统可取之处的详细情况，例如，官员把1年简写成"a"（按拉丁语为annum），因而，"每一年"变成了a^{-1}。国际海洋物理科学协会的（IAPSO）符号，单位和术语工作组，曾经确定了物理海洋学方面若干种上述的内容，然而到目前为止，仍然很少人了解它的好处，包括放弃符号"‰"，采用10^{-3}代替，以及放弃%，用10^{-2}代替，放弃ppm，用10^{-6}代替等。同时，它们放弃了比重这个名词，赞成使用相对密度。有关knudsen参数6的定义、术语和符号将在第五章作出规定，以便进行讨论。

量纲分析

所有派生的单位均可以用基本单位的倍数和乘方表示。例如，1牛顿相当于使1千克质量具有加速度1 ms^{-2}的力，因此，1牛顿就等于1 $kgms^{-2}$，而且它的量纲为〔MLT^{-2}〕。1帕斯卡等于每平方米1牛顿力，它的量纲是〔$ML^{-1}T^{-2}$〕，等等。

如果你对量纲分析十分熟悉，你就可以有一个检验和推导物理公式的非常强有力的工具。它要求，方程两边的量纲必须相等，如果不等，必然产生某种错误。一个具有密度ρ

的水体，在水深 H 的情况下，流体静压力 p 可由静压公式 $p=\rho gH$ 求算出，并与加速度g具有量值间的关系。上述方程左边的压力具有量纲为〔$ML^{-1}T^{-2}$〕。又知道密度是以 kgm^{-3}来量度，量纲为〔ML^{-3}〕，g 的量纲为〔LT^{-2}〕，而深度是以米为单位量度，它的量纲为〔L〕。因此，我们可以看出

$$[ML^{-3}]\times[LT^{-2}]\times[L]=[ML^{-3+1+1}T^{-2}]$$
$$=[ML^{-1}T^{-2}]$$

公式在量纲方面是正确的。但是，并不能保证公式是绝对正确的，因为这中间包括了部分无量纲的量值，角度，单纯的数字和数学函数都是一些无量纲的量。然而，量纲检验将可直接查出那些错误的公式。一位遇到陌生公式的环境学读者，首先应当做到的是：核对其量纲的一致性。

量纲分析还有重要的使用价值。如果我们有一个包括量值在内的好思路，那么，它常常可以用来推演出一个正确的方程式。在水中，长波波速 c 量纲〔LT^{-1}〕取决于重力作用下产生的加速 g，量纲〔LT^{-2}〕，水深H，量纲〔L〕，假定波速 c 与 g、H 的若干幂次的变化有关

$$c\sim g^iH^j$$

那末，量纲一致的唯一选择是

$$i=j=\frac{1}{2}$$

或

$$c\sim\sqrt{gH}$$

在上述特定的情况下，根据描述波浪运动的纯数学分析证实了这点。事实上我们知道

$$c=\sqrt{gH}$$

同样把它写成

$$c=(gH)^{1/2} \text{或} c=(gH)^{0.5}$$

第二章 海岸变化

第一节 导　言

海岸线是陆地上一条沉积的固体边界，它直接受到波浪和由波浪引起的海流的作用，以及陆地径流的作用。海岸带包括海滩、破波区及在波浪作用下底层有沉积物不断增长的近岸水体。海岸带可以一直延展到属于后海滩的悬崖或沙丘处，这里，那种波浪作用沉积物，诸如沙坝或沙嘴均十分狭窄，在另一边直至悬岩或平滩则依傍着泻湖。所有海洋水体都有海岸带，其扩展程度及轮廓决定于波浪的高度、频率，潮汐的范围，风作用的程度，波浪沉积结构的大小和原来的地貌状况。一般的海岸命名如图 2.1 所示。

对于大多数的人来说，海岸环境首先意味着是岸滩、阳光、浪花和细砂。而许多人认为海岸线则是日复一日毫无变化的、静止的环境，这完全是一种误解。事实上，整个海岸，特别是海滩，是一个不断变化的动的系统。无论海滩本身是由什么物质组成，它们都是目前最富有的积聚区，或者是过去地质年代的堆积物，海滩和近岸沉积的主要物质来源是：河流带来的大量泥沙和淤泥；波浪侵蚀带来的岸上不固结物质；生物有机质，诸如贝壳、珊瑚碎片和小的海洋生物残骸。许多海滩，如美国东岸的海滩，其泥砂是由波浪及海流输移来的古代冰河沉积物，实际上，当时的河流及海平面尚不在该位置上。

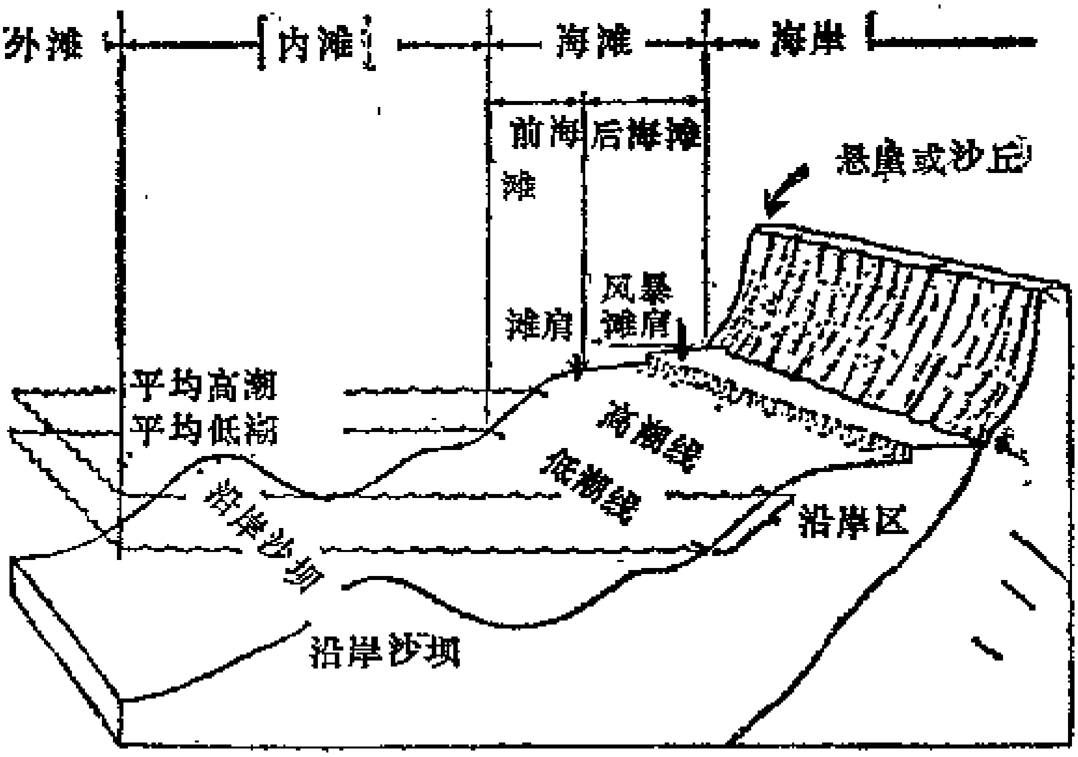


图2.1. 岸滩剖面图解术语

波浪产生的能量是一种主要的自然工具，起着对海岸不断塑造刻画的作用。波浪能够产生巨大的能量，且随着岁月的推移，能量连续的释放，不断地磨蚀坚硬的岩石，称为侵蚀。然而在另一些地方，波浪能够输移泥沙和堆积成沙滩，称为堆积作用。近代由于海岸城市化的挤塞群集所导致巨大的威胁，已远大于波浪的堆积作用。世界上不少的沙滩因允许在沙墩上建筑一些低标准的不动产建筑物，使波浪作用大大减弱。

尽管海岸受人类活动的干扰，但是，自然过程发展依然存在。其发展过程应与使海岸变形的力相配合，其中最主要的莫过于波浪性能的特征，以及它在近岸波浪区内与海岸和底层的相互作用。下一节我们将详细地讨论波浪本身的性质。

第二节 波浪折射

在浅海和深海中运动的波浪特征有本质上的区别，进入浅水区的波浪，其前进速度 c 可由下式确定：

$$c=\sqrt{gH} \tag{2.1}$$

式中，g 为重力加速度（9.8米/秒^2），H为水深。随着波浪向海岸推进，水深将逐渐减少，前进速度也逐渐变慢。如果波浪和波锋平行地向海岸推进，那么，上述移动缓慢的波浪将会相互靠近，并减少相邻波峰间的波长。当波锋线成一直线并成某一角度到达海岸时，容易产生折射，随着水深的减少，这种波锋传播力图平行于等深线，从而使波浪形成不断改变传播方向的现象（图2.2）。水波动折射现象与光线的弯曲相似，方向变化也与波速变化有关。它是通过斯涅耳定律

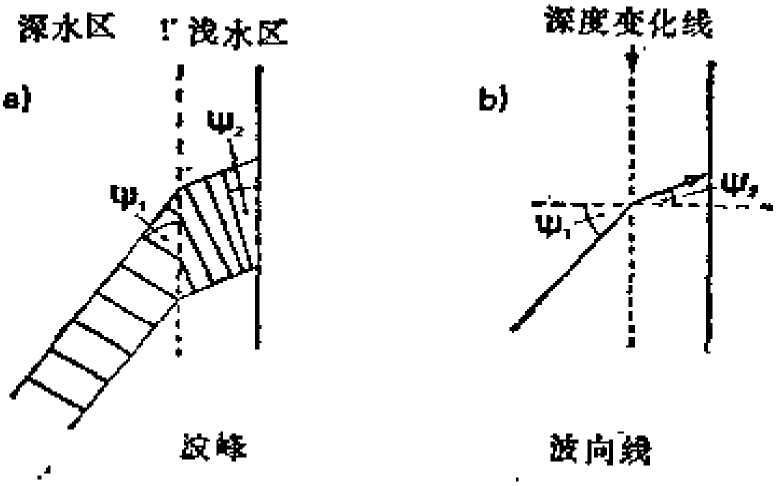


图2.2. 波浪折射。当波锋接近海岸，在水深突然改变的线上（点线）将产生使波锋转向并力图与海岸平行，坡度较缓的海滩将使这种作用连续发生。

$$\frac{c}{\sin\psi} = 常数 \tag{2.2}$$

表现出来。式中ψ是波锋线与海岸线之间的夹角。

图2.2 描绘了当时波浪发生的状态。当波浪斜向海岸推进和用$c=\sqrt{gH}$计算波速时，浅水处的波速必然小于深水处的波速。这种速度的差异逼使波锋（峰的连线）转向，从而使它近似地与海岸平行。正是这个道理，从深海方向传来的涌浪总是在海滩平行的线上发生破碎。

波浪折射不仅引起波能的分散，而且会引起波能的集中，这种作用可以用波向线的集中来检定（见图2.2.b）。这些波向线可通过对波锋作垂线，并使其指向波浪前进的方向，或能量传播的方向而绘出。

不规则的海底地形形成复杂的折射波，并促使沿岸波高和能量发生变化。波浪在海中的峡谷或其它凹地的深水处产生折射和辐散，进而使峡谷向海岸方向传播的波高变小；其它点上波向线集中，波高增大（参阅图2.3）。波浪从深水向岬角传播，同样具有折射和波向线的收束发生。因为外海的沙洲往往与岬角紧密相连（图2.3），这样一来，波能便集中在岬角处，并使这里的波高数倍于相邻的海湾。

波浪的辐聚和辐散，对于在延绵曲折的海岸线上选址兴建码头或其它建筑物都具有重要的意义。在波浪折射理论尚未应用以前，曾经有一个油码头建设在加利福尼亚州的埃塞贡多，恰好座落在强烈的波浪辐合区中，在这种特殊的波浪条件下，油码头波浪滔天，经过一段时间后，码头不能再使用了，只好关闭此项设施。

我们仔细看看图2.3可以发现，波浪对海岸产生的作用，具有力图使波锋线与海岸线一致的倾向。岬角是经常出现

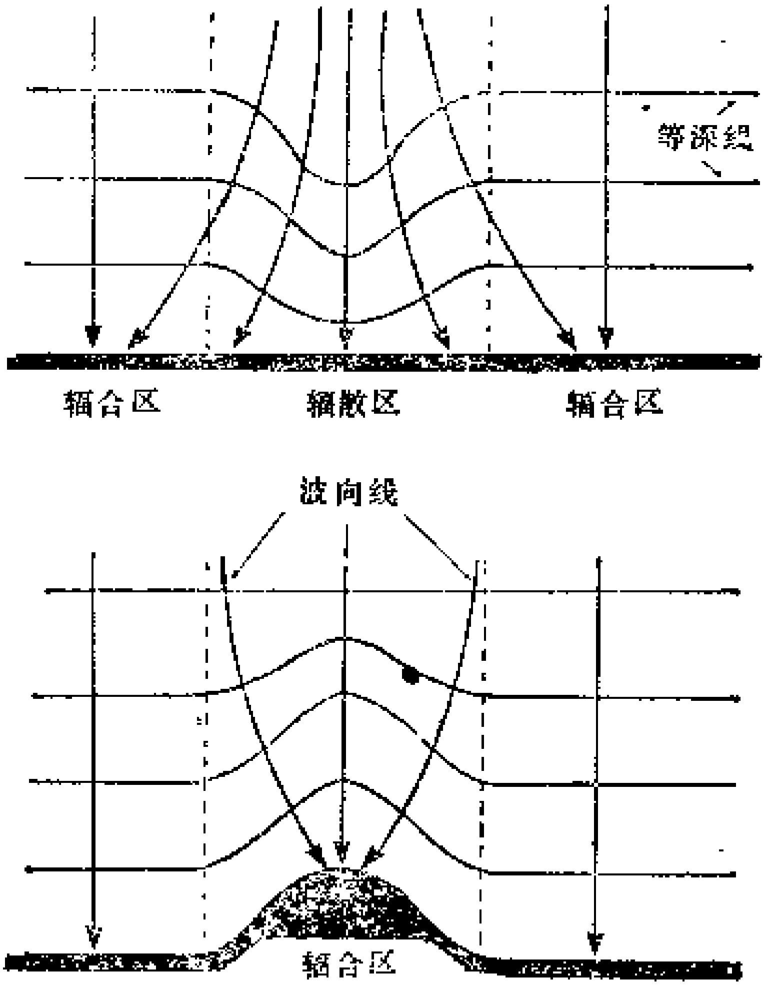


图2.3. 水下峡谷使波浪向外折射，水下高地则使波浪向内折射，在辐合区波浪具有实际的作用，然而，在辐散区则是平静的。

的，因为它是由一种比周围坚硬的岩石组成，永不休止的波浪作用使它缓慢地受削磨。在“突出”以及和它相连的外海海底地形中，本身受到了施加在它上面的辐合波浪的作用，它不仅减轻了对邻区的削磨，且缓慢而明显地增加了对岬角的冲击作用。

第三节　破　波

波浪传到浅水区后，波速变成$\sqrt{gH}$，这里的H是水深。当波浪接近海岸线时，波峰与波谷的高度不等(图2.4)。波峰的水深大于波谷，那末，波峰的速度也大于波谷。每个波峰将稳定地、成行地超过波谷，直到形成一个无法维持的水墙为止——波峰倒塌而产生破波。

破波类型

世界上某些海滩以冲浪运动而闻名。当冲浪运动处于早

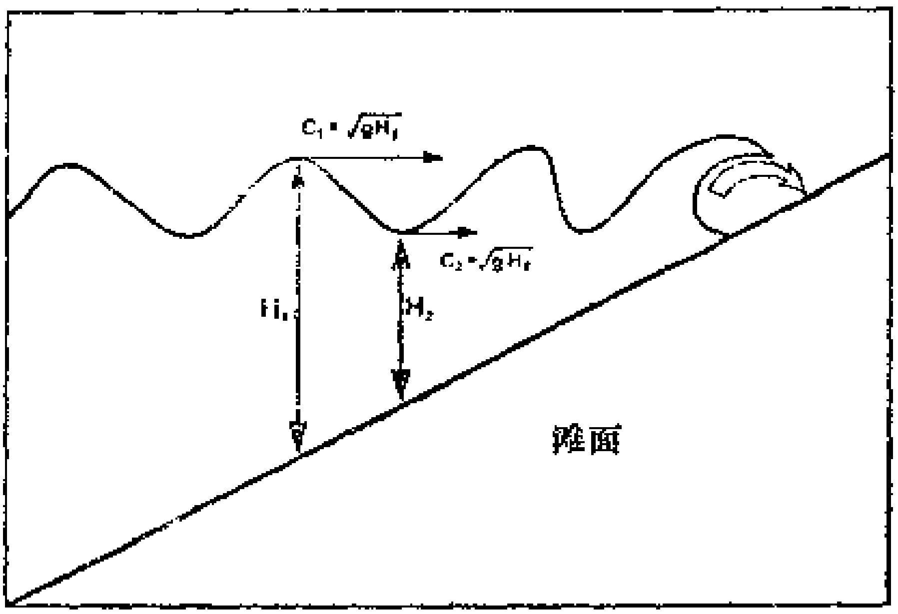


图2.4. 当波高显著地受海底地形的影响，并使波峰与波谷的速度$\sqrt{gH}$有较大差异时，较快的波峰超过了波谷，从而形成破波。

期阶段，长冲浪船上分流行时，所谓理想的海滩乃是一种坡底平缓，而且非常宽阔的海滩。自外海进入的波浪缓慢地、连续地产生破波。以某一角度传入的波浪才有利于破波的形成，因为这时候破波区可以沿着海岸方向移动。一个充分确定，且是“长寿”的破波点，具有较长的冲浪时间。从科学术语来说，这种波称为崩顶破波（图2.5）。

在那些日子里，冲浪者最担心的是卷跃破波的出现（又称“垃圾车”），因为一位不小心的冲浪者常常容易被快速的水流卷挟，带入水墙内，并被塌崩的水柱抛掷倾倒。摆脱这种麻烦的一种办法是迅速潜入水下，使移动的水墙从头顶掠过。然而，现代时髦的冲浪者喜欢卷跃破波，他们确实地寻找卷跃破波，寻找那整个地不破碎的波浪。冲浪者最兴奋的是他们能够被“卷”在水中，且随波浪移动，直至破碎为止。海底的地形条件是决定波浪的卷倒速度、波陡，以及随之而来的“中空程度”的最重要条件。必须指出，礁、破波海滩，加上前述的两种状况，构成和获得了可预报的、形状最佳的波浪。在悉尼，由浅礁产生的波浪称为 bambora。

有两种破波不完全包含在冲浪的词汇中。塌崩破波多发生在海底较陡的海滩上，它常常拖迟自身的破碎时间，直至最后巨浪出现时才产生浪花。在更陡的海滩上，塌崩破波甚至不产生浪花，称它为激散破波。它们仅仅在波浪到达终点时才使水位升高一点。

因此，波浪的类型和它们对冲浪者的适应程度，单一地决定于波浪冲上岸滩时滩底的陡度。然而，进入海滩的涌浪的性质（好的冲浪波常常由涌浪形成）同样是非常重要的。波陡（波高与波长之比）是决定形成波浪类型的主要因素（图2.6）。理想的冲浪条件还应包括对崩顶破波或卷跃破波的判断（取决

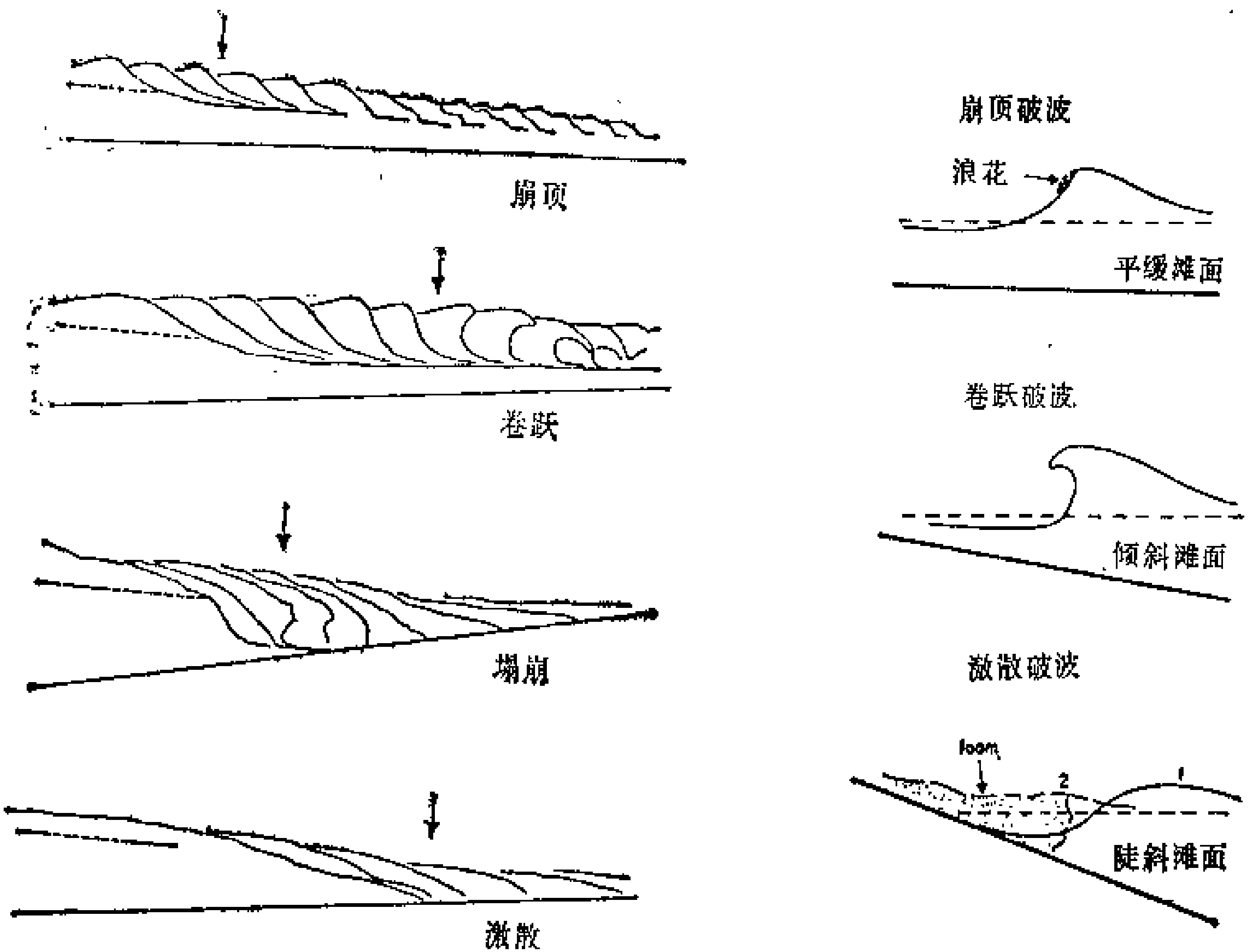


图2.5. 破波类型。箭头所指为破波点。

于人的技巧与胆量）。最规则的涌浪是由海岸线数千里外的风区所产生的，只是到达这里后才出现破碎。夏威夷、加利

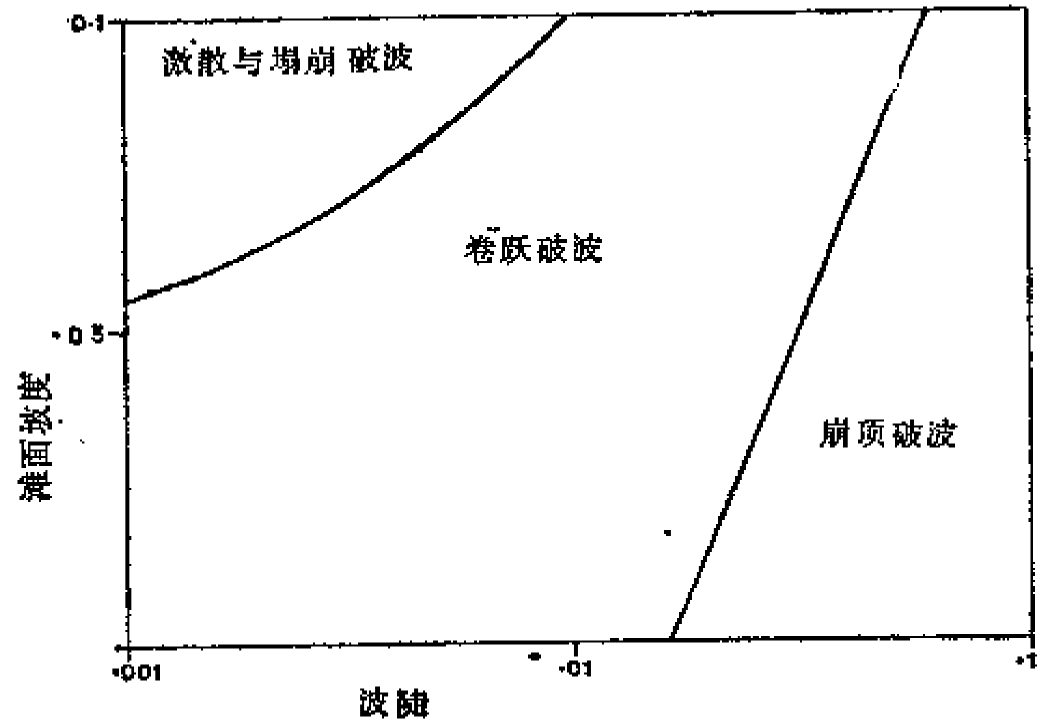


图2.6. 破波类型取决于滩面的坡度与波陡（深水波高与波长之比）。

福尼亚、澳大利亚都有许多开阔的海岸线，也能够产生一些理想的波浪。尽管，非常标准的破波只有少数，冲浪者仍然喜欢聚集在这些地方。

第四节 海岸过程

海滩的形状和特点取决于潮水位的高度及波浪的作用。低潮，狭长的沙质海滩裸露无遗，高潮，又整个地被水体淹没。这是十分正常的现象，特别是，这种重复现象是完全固

定的，一般不会引起人们的关注。然而，一次严重的冬季风暴袭击之后，海滩竟至完全消失，并不再重现，这种过程称为侵蚀。我们应当仔细地研究这种侵蚀现象，因为它能大大加剧低标准建筑物的受害程度。

侵 蚀 作 用

进入（海湾）的波动能量的变化与振幅的平方成正比例，因此，较长的波浪具有更大的能量冲击海滩。风暴能够产生长波，所以海滩在风暴期内易于侵蚀。其机制是（参阅图2.7）在长波的冲击下，海滩被迅速地掏挖着，一直挖到岸滩后面的沙堆（又称为沙墩前缘）为止，在滩底回冲力和聚集力的作用下，沙子再从这些沙墩前缘带入海洋，最后，聚集的沙子形成沙堆（高地的脊），或一系列的沙坝，沙坝的形成使入射长波发生破碎，把外海传来的能量耗尽，最终停止了对海滩的进一步侵蚀。

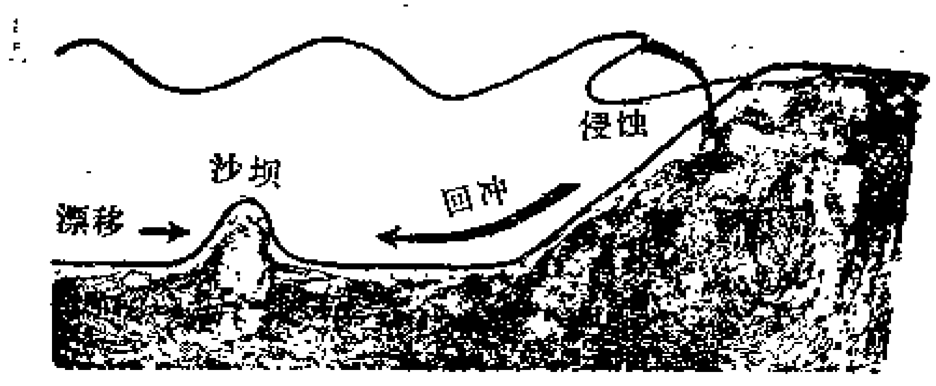


图2.7. 在风暴作用下的长波不断掏蚀沙丘，直至外海形成沙坝。沙坝起了保护海滩免受进一步侵蚀的作用。无风期沙坝的沙逐渐地重新沉积在海滩上。

所谓海滩保护就是指这样一种工作：积极地保护好水边

低沙丘或沙墩前缘系统。如果水边低沙丘有足够的沙营造外海沙坝，那么，侵蚀只是一种暂时的现象，在整个夏季中可以重新建造新的海滩。倘若不存在水边低沙丘，侵蚀将继续进行下去，并且直接威胁原来的沙滩甚至到相当距离的内陆结构（岸滩结构）。导致水边低沙丘破坏的原因一般有三种：

（i）在海滩采沙；

（ii）在平整沙滩建立滩前屋宇；

（iii）人或牲畜对沙滩植物的破坏。不加区别在水边沙丘上行车，更是一种特殊的破坏。

植物可以把各沙丘固系起来，然而当它遭到破坏后，随着时间的流逝，风又会把沙丘吹走。

固定沙坝可以起到保护沙滩的作用，例如，太平洋上的环礁绝对不会出现上述那类问题。尽管如此，这种永久性的礁石总归对航海造成危险。在太平洋上冒险航行的船只必须高度警惕破波的出现，因为这些地方可能预示着有浅珊瑚礁存在，从而危害航行的船只。适用于太平洋上的《领航员》一书，一直告诫船员谨防危险礁，即是“浅滩，它们的位置乃至它们的存在都是难以预料的”。

堆积作用

在风平浪静的日子里，海滩逐渐恢复起来。在风暴期内失去的泥沙又重新堆积起来，轻柔的波浪作用使底层出现一股向岸方向的漂流，它把外海沙坝的泥沙重新搬回来，并且在沙滩上沉积。在这种安静的日子里，岸滩有一个宽阔的滩肩，平坦的滩地剖面（图2.1），以及除了相应深水外，还有一个坦荡的、没有沙坝的外海滩面。与风暴形成的剖面区

别是它几乎没有滩肩，漂移到外海的沙子形成了一系列平行于海岸的沙洲。

事实上，不论风暴期或平静时期，堆积作用都能够发生。不过，风暴期内的侵蚀作用比较强烈，以致其堆积作用显得微弱。堆积时，波浪必须有足够能量，以掀起底层的泥沙，并把它们携带到海滩，甚至是在海水冲刷的沙洲上沉积起来。这个过程是以颗粒较小的物质作为主要搬运对象的，因为它们较轻，可以浮起来向前推进，正是这种原理，许多海滩是由细粒物质组成。自然，海滩物质的组成只能反映海滩是由什么构成的。即使大陆的石英长石沙滩在某种情形下占优势，可对局地物质来源不足的海滩，还会有外来的沉积物。在英国康沃尔的廷塔哲(Tintagel)，神秘的阿瑟 (Arthur)王城堡后面的优美小海滩，就是由光滑的卵石、粗砾和夹杂着由周围的变质岩颗粒细小的云母片岩所组成。

在开始讨论任何海滩恢复工作之前，有必要分析一下海滩组成物的粒径分布问题，这对于用外来沙源填补失去的沙量是有实际意义的。如果负责环境管理的单位不适当地选择沙粒以帮助恢复海滩，他们将会发现，泥沙中的全部或部分将迅速地被波浪冲移到深海中，从而使计划完全落空。

滩肩上见到某一沙粒的直径大小，决定于入射波的性质、海滩的坡度。从河流的沉积和冲刷规律中，我们可以大致得到一种它们必然依循的规律。实验观测是在不同粒径的底质情形下通过逐渐增加水流速度进行的。令质点移动的最小流速（侵蚀速度，也叫冲刷速度）与它们的粒径间的关系为在图2.8中表示的，被称为尤尔斯特罗姆（Hjulstron）的曲线，这是为表彰从事沉积研究工作的先驱而命名的。侵蚀速度有较大的变化范围，因为其它的因素，诸如，河流底部

形状等，也影响质点的起动。广泛地应用于海岸工程的无量纲尤尔斯特罗姆曲线称为希尔德（Shield）曲线。

由于重量的关系，粗颗粒的泥沙必须有大的速度才能起动，令人惊异的是那些小颗粒泥沙也要大的速度才能起动，原因是呈胶体状的细小颗粒相互间有静电吸引作用。然而，当侵蚀速度已经达到使细小颗粒以悬移质的方式移动后，这种悬移状态即使流速低于侵蚀速度都将继续保持下去，直至流速小于下沉速度，沉淀析出为止，见图2.8中下面的曲线。

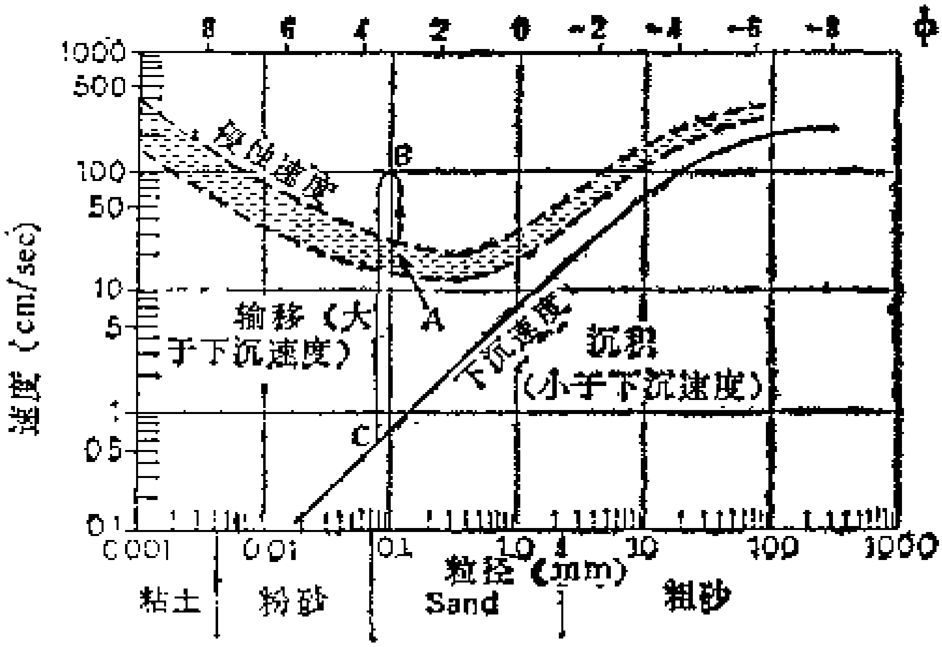


图2.8. 均匀物质的侵蚀与沉积曲线——尤尔斯特罗姆曲线。直径为0.1mm的沙粒，当水流速度大于A时便开始移动，而且流速从最大的B处下降也维持这种移动，直至流速降至下沉速度C点以下为止。

图2.8中下横坐标表示粗径的大小，单位是毫米，上横坐标是专用单位 ϕ，这是一种常用的地貌学应用单位，表示以2为底的颗粒直径（mm）的负对数，即 $\phi=-\log_2 d$。移

动直径约为0.25mm—0.5mm(2φ 到1 φ)砂粒的速度为最小的侵蚀速度，大多数的岸滩中，中等颗粒的泥沙，确实是出现在这个范围。

近 岸 环 流

除了由于波浪直接产生并将在第三章第一节讨论的往返水体运动外，在近岸还有两种波浪导致的环流系统支配着水体运动。这些都是斜向波浪接近海岸时所产生的沿岸流；以及由裂流的环流元系统相应的沿岸流。裂流是一股强大的向海方向的射流，它把近岸水冲出大海，而把岸外的清水带回近岸。

图2.9.a 表示这种环流元。裂流是这个环流元的最明显特点，由于它相对地比较窄，因此，任何游泳者在碰到它而企图游回滩岸之前，必须与岸平行地游一段距离，以避开这种流的动力作用。冲浪者有时喜欢利用它，进行一次省力的离岸向破波区滑行。裂流受到沿岸流系统的补充，沿岸流流速是从相邻的、速度为零的两个裂流间向两侧增大。裂流促使水体向外流动，然而，通过破波区内的两个裂流之间，仍然有小量的水流向海岸输送，并共同组成近岸环流元系统。

沿岸流是在波浪以某种角度进入平直海岸时产生的。在近岸它平行于岸线流动。沿岸流在向外海方向离开破波区之后，流速迅速减少为零，可见，这种沿岸流是由波浪所引起，并不属于洋流或潮流的流动系统。

图2.9.b 中绘出的流动系统，最明显的是泥沙或其他岸滩物质的沿岸净输移。若将沿岸输沙的淹没重量J，以每秒牛顿的单位表示，则为

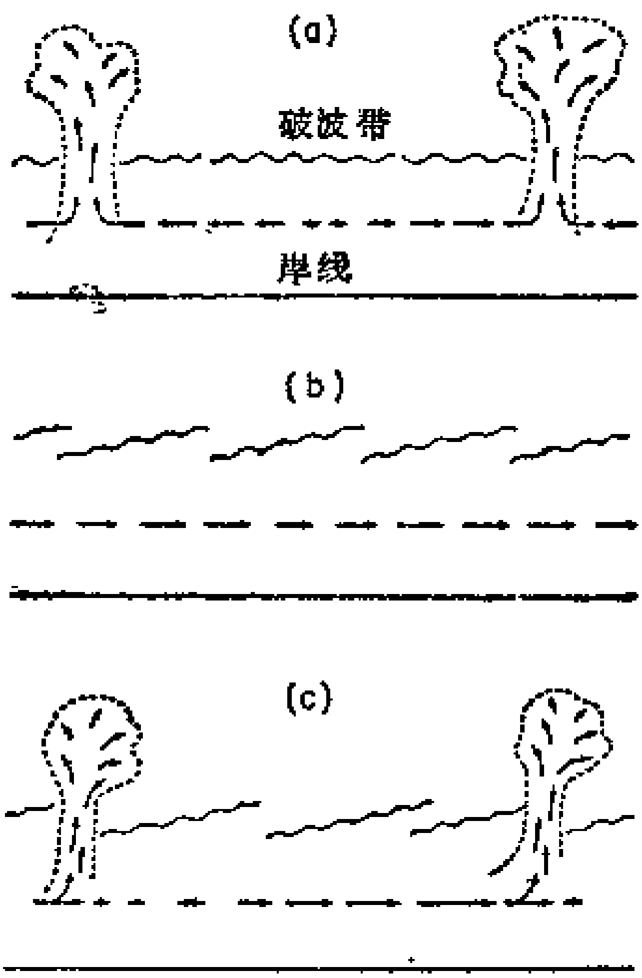


图2.9. 环流元(a)，与波浪斜向入射产生的沿岸流(b)，叠加后构成的沿岸流态(c)。

$$J = 0.77 P \sin\psi \cos\psi$$

式中，P 为单位波峰长度破波的能量，ψ 为破波锋与海岸的夹角。有关 P 的各种评价将留在下一章讨论，但是，必须指出，其结果常常被写成 P_l，并给出了各种各样的名字。这种输移最常见的地貌特点是在河口处形成拦门沙坝（事实上西澳大利亚南部的每一条河流均被一个有周期性缺口的沙坝所封闭），或者形成沙嘴，即一端与陆岸相连，另一端为自由端。

当破波接近海滩时，平均海面将会升高，这种现象称为

波增水，在下一节中将作详细介绍。波增水的落差，提供了沿岸的水头变化，它是产生沿岸流与裂流的原动力。波增水落差本身由于入射波高（大的波浪产生大的波增水）在沿岸存在着不同的变化。因此，水流可以从最大波高处流向低处，从裂流的位置返回外海。

第五节 海岸工程

目前，对下列问题依然有争论：当海岸不受人类活动的影响后，是否存在经久的变化，还是产生周期性变化呢？另外，在沉积源与波浪作用之间能否达到平衡呢？这种争论表明，要弄清楚这些问题，无论那一种情况都要费很长时间（数年或数十年）。当导流堤、防波堤，以及其他的建筑工程在海岸带兴建之后，自然界的重新调整过程就被打乱了，有时甚至导致灾难性的结果。许多海滩的侵蚀都可以归因于对这种自然界重新调整的干扰。

建设近岸水工设施主要有两个目的：一是改进航运；二是防止海岸侵蚀。建立导流堤与防波堤是为了保护船只的安全，疏通航道，而"丁"字坝及各种各样的海堤，则是为了防止海岸的进一步侵蚀。如果这些设施建立后有不利的影响，在几年内是不会有显著迹象的，因为波候会年复一年地变化，另外，海岸带也常会因某些临时的意外而保留下来。

与侵蚀相反，堆积在抵消人工建立的障碍物方面却十分迅速，因为其巨大的作用是发生在破波区内。尽管经验丰富的工程师们意识到利用人工方法控制海滩长时间的稳定是困难的，可是，这种快速的反作用却给了他们这样的印象，减轻冲刷作用的设施有很好的效果。

导流堤（或顺坝）是建在河口或潮流通道上，以加深河道或使河道稳定的一种建筑设施。它既可以防止由于沿岸输沙而引起河道变浅，也可以防止风暴波浪进入河道。利用顺坝来引导或控制水流和潮流，可以提高河道的自我冲刷能力。为了防止来自河道入口的漂沙，导流堤通常伸展到超出破波范围的整个近岸区。这样，就能起到在近岸区阻挡流沙沿岸漂移的水闸作用。当在波浪斜向海岸入射导致破波的情形下沙砾沿着海岸流动时，它们的漂移便受横过岸滩的设施阻挡，其结果是导流堤的上游一侧形成泥沙堆积，下游一侧产生脱离导流堤的冲刷作用。

防波堤是保护某一部分海岸的设施之一，因此，它起了屏蔽波浪，保护港口与锚地的作用，也使港口不再遭受波浪辐合的影响。防波堤有各种不同的形式，通常，或一端，或两端连在陆地上，而留有一个缺口，便于船只出入。图2.10是其中一种形式，图中描绘的是在外海或孤立的破波带上建立的防波堤，它平行于海岸。图2.10中的顺坝与防波堤的综合建筑，曾应用于加利福尼亚港的锚地上。最初只考虑这种设施将会对船只通航提供保护作用，而不会阻碍沿岸泥沙的自然输移。然而，由于防波堤减少了海岸处波动的能量，从而减少了波浪沿岸输沙的能力，结果，防波堤下游一侧造成了沿岸泥沙的沉积，类似于一道拦沙坝。经过一段时间后，陆地与防波堤之间逐渐形成一片沙滩把它们连结起来，于是抵消了最初在外海建立防波堤所设想的好处。

实际上，所有建立在具有强大的沿岸沉积输移区上的导流堤，或者导流堤与防波堤的组合，都有周期性的掏挖作用，在极端的情况下，还有从上漂流流向下漂流方向的泥沙傍侧绕流。这种傍侧绕流可以由固定的，或浮动的“机械泵”

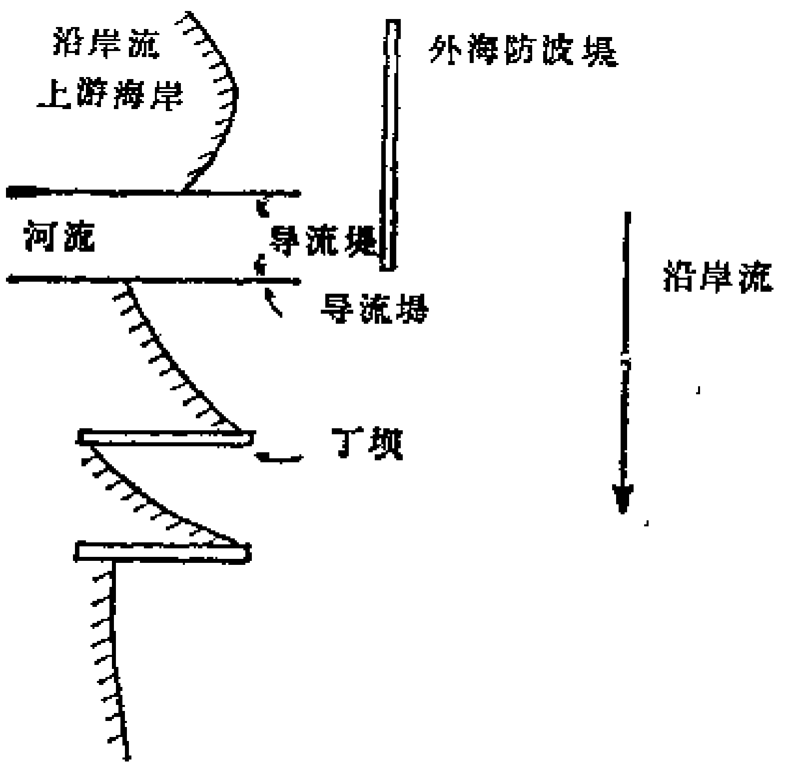


图2.10. 导流堤，防波堤，丁坝等的综合作用

来完成，或者使一个地方的泥沙与另一个地方的泥沙进行交换来完成。虽然，这种现象的例子很多，但是，最有说服力的例证莫过于加利福尼亚的圣巴巴拉港和印度的马德拉斯港。

海堤是建筑在岸线上，它是保护海岸线不受侵蚀和由于波浪作用而引起的其他破坏的设施。它是一种平行或近似平行于岸线，并把水体与陆地分开的港工建筑。老式的海堤是一种垂直墙建筑，但是，后来发现，由于反射波与入射波的相互作用产生的驻波会加促海堤基础的掏蚀作用，故现在的海堤多建成一种向陆方向微微倾斜的堤坝，从而使波浪在爬高过程中逐渐减少入射波的能量。

丁坝是一种保护性的海港设施，它常常与海岸垂直，拦截沿岸流动的泥沙，有助于防止丁坝上游海滩进一步被侵蚀

的作用。丁坝很小单独存在，两个相邻丁坝之间容易形成一段小海滩，使它们本身与入射波峰连成一片。遗憾的是，丁坝不能对下漂流方向的侵蚀提供进一步的保护，事实上，被拦截的泥沙既是对侵蚀物质的重新安排，又有效地加深了下漂流作用的侵蚀，直到丁坝被沙泥填满，泥沙绕过临海的一端继续漂移为止。为了防止产生过度向下游漂移的危险性，丁坝可以人为地用泥沙蓄填，或者与沙泵连同使用。

到目前为止，我们的注意力多集中在利用标准化岸滩保护设施的性能上，新型的保护设施正在研究之中，不过，它的实际应用尚有不少法律与环境方面的问题。在最初阶段，当使用标准技术时，也应考虑寻找法律咨询。市政当局所属的丁坝由于泥沙漂移使下游方向遭受填塞，或加速侵蚀，常常引起诉讼事端。即使由于泥沙绕流形成的人工沙滩对大多数业主是有利的，也常常引起法律上的争议。例如，一个用作钓鱼的码头，在海滩营养化工作开始以后被淤积，业主提出起诉以求获得失去码头价值的赔偿。

第六节　海岸带管理

上节列举的海岸工程的概况，是海岸带管理这个广泛问题的一部分。怎样才能从海岸，从它的河口，河流，海滩，岬角，水生生物资源和水下装置获取最大的利益呢？要进行总体的、全面的保护是不现实的，人们总不能离开沙滩，更何况外海钻探在我们这个缺油世纪中已经变得充满生机。同样，当我们意识到这个环境的重要性时，作出总体的、全面的破坏是不可能的。人们总不能长期允许不加区别地把本来可以建在其他地区的工业而偏偏把它配置于海边。每一个沿



图2.11. 澳大利亚西部珀思附近的丁坝。海堤建成后，沙丘被平整并建立了停车场

岸地区都必须拟定出自己的优先权和需要，并在他们的海岸线遭到掠夺（将被掠夺得一无所有）之前分类处理。

在多数情况下，海岸带管理已经变成与土地的利用和分区规划工作同等重要。虽然这是一个非常重要的事情，不过，在海岸带规划过程中，忽略了对海洋的考虑乃是危险的。最明显的一种状况是，包括由于港口或别的岸前设施的建立而引起的海滩侵蚀与堆积。许多暗中为害的问题都是由于近岸工厂排放含有毒性的化学物质的废物引起。同样地，当我们决定在某地安装一条排污水管，以保证废物不致向岸边迁移，或不污染娱乐海滩时，必须十分小心从事。

完整的海岸管理规划与设计必须考虑和了解全部的生态及美学方面的模拟结果。不少的州已对这种影响作了立法规定，且已开始执行，要求在施工（有时，甚至是破坏设施）前向环境保护局提供审核环境影响的报告。如果它对任何环境特征都是一种潜在而明显的有害影响，那么，对该项目的设计分析还应包括避免或减少这种影响的各种可供选择的设计。因此，设计分析将包括对工程项目全面影响的综合评价，以及包括环境质量及经济效益的评价。对工程前精确的环境评价，一般要进行基础研究，这是基本的要求。它将帮助人们作初步的规划和设计，并提供资料数据，以便进行最终设计和选择。

从环境观点来看，一个好的海岸设施的设计必须具备三个基本步骤：①对当前环境各重要过程的认识；②它们相对的重要性和它们之间的相互作用。③对设计进行反复对比，正确分析它们的相互作用。在分析和确定各个环境参数的重要性方面，没有任何一种办法能够代替直接观测法。同时，我们还要有充分的、长时间的连续观测资料，使在早期观测

资料系列基础上建立的预报，符合后来的观测结果。

海 洋 公 园

风景特好的海岸线段，最好能在开始利用时就明确辟为海洋公园，并进行管理。澳大利亚的大堡礁就属于这种情况，由国家级的管理机构大堡礁海洋公园管理局管理。这个机构做的第一件事情是把礁体纳入管理范围之内。且对最接近人口稠密的中心地区进行分区规划。该局把分区规划订为五种级别：

（1）一般用途的A区，允许在此进行商业性的捕鱼及拖网；

（2）一般用途的B区，在这个区允许作消遣性的捕鱼；

（3）国家海洋公园，禁止一切捕捞活动，并只准许指定的游艇入内；

（4）科学研究区，允许建立科学研究站址；

（5）禁止进入的保护区。

另外，对一些特殊区域，作临时性或季节性的捕鱼限制。

必须注意，该局基本上认为，海洋公园仅仅是限制捕鱼或持证捕鱼的一个地域实体，与国家海洋公园的禁止捕鱼有区别。

第三章　波　浪

我们都很熟识波浪，当我们把一块方糖丢进茶杯时，便会引起向四周传播的波动；微风吹拂在河面上，尽管河水有着相反的流向，但沿着风吹的方向也会引起阵阵的微波。无论什么类型液体的流动，一般都有着两个相同的性质：第一、能量是从一点向另一点传播的；第二、通过介质的扰动传送，而整个介质并没有任何永久性的位移。

下面以一块在水面上漂浮的软木塞的运动为例，实质就像波浪那样，木塞忽上忽下，向前往后，它构成了一个圆的运动轨迹，直径恰好就是波高。木塞在波动的方向上有着微小的净位移，说明水体本身没有随着波动的产生而向前移动。

波浪周期是软木塞连续两次到达高峰的历时，倘若你有一块表，它是很容易测定的。对表层海洋的波浪，可以十分方便地用表3.1所示的周期去加以划分。

表3.1.　　表面波类型

周期（T）	波型	表现
<1秒	毛细波	涟漪
~1秒	风浪	"猫抓"
~10秒	涌浪	破波
1分钟	假潮	港口静振
1小时	潮波	潮汐

风是产生风浪和涌浪的动力。风浪或者三角浪是一种在风作用下的短的、杂乱的、波峰尖陡的波浪。涌浪则为一种

长的、缓坡圆滑的波动，晴天，它常常冲击着那宽广开阔的海滩。涌浪是由风暴产生，在远离风暴的地方可以观测到。典型的加利福尼亚海岸的涌浪是新西兰附近的风暴所引起的。另一方面，由风所导致的不规则海面，都是局部强风作用的结果。毛细波能在长波的背面产生，即使没有风也如此，但当有风存在，其数量就多得多。当你把手指伸入厨房用的大盆水中且迅速转动时，很容易得到毛细波，它们往往在移动手指的前方出现。这些波动，有时也称为表面张力波，直到现在，它们仍然令人惊异。目前，它们又重新受到了人们的重视，因为，正如将在第十一章所述，自它们出现之后，它们是使推断海洋表面风速的微波信号去极化的重要原因。因此，对于表面张力波的深入理解，必然会导致能更精确地应用卫星确定海洋上的风速。

第一节　表　面　波

波动是周期性的，也就是说它在某段时间内重复地通过某一固定点。在一个固定的位置上（如图 3.1 的立杆），连续的波峰（或波谷）通过某定点的相隔时间 T 就是周期。连续波峰（或波谷）的水平距离称为波长 λ，它与波峰或波谷的传播速度 c 有关，即

$$c=\lambda/T \tag{3.1}$$

式(3.1)对所有周期波动都是正确的，正如在后面还将说到的那样，还有别的公式以确定水波速度。波速 c 也就是波的传播速度。

水体的简易波动理论，首先是由 G.B.Airy（1801—1892）提出的，他提出了在任意深度、平坦地形下波动传播的理论。指出这些波动的恢复力为重力，并有两种极端类

型：深水波和浅水波。

（1）深 水 波

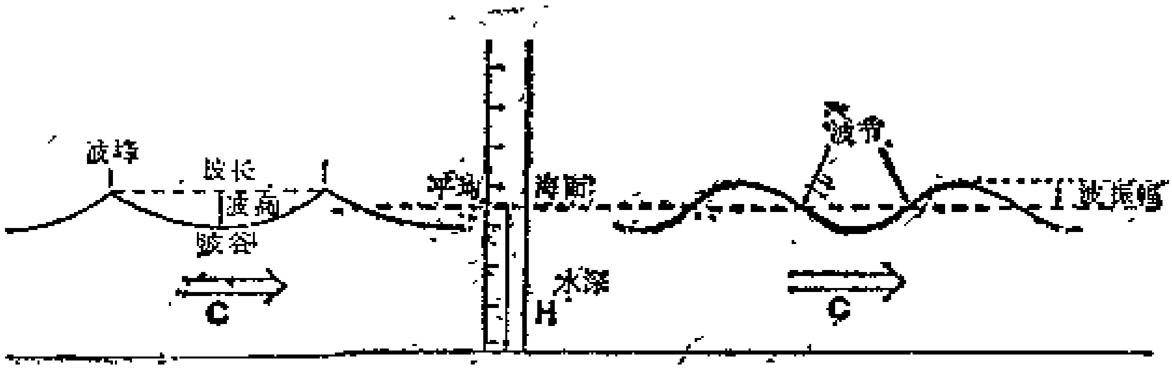


图3.1. 波浪参量术语，左侧为真实的表面波，右侧为理想的正弦波，c表示波速或位相速。

波动的恢复力为重力，重力加速度 g 将在波速与其他参数的任何关系式中出现。由于 c 能用周期或波长完整地表示出来，因此，我们将选择波长并用量纲分析来表示：

$$c=\text{常数}\times\sqrt{g\lambda}=\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \tag{3.2}$$

这里的常数（$\sqrt{1/2\pi}$）是由完整的、建立在流体运动方程基础上的数学理论所提供。理由就象在第一章第五节所述及的那样，（$\sqrt{1/2\pi}$）是一个纯粹的无量纲数，它是不能用量纲分析得到。符号 π 的数值为3.142，它常出现在波动理论中，因为波浪运动与圆周运动有关。

（2）浅水波

浅水地方，水体的平均深度 H 成了一个显著的长度量级，并可得波速

$$c=\sqrt{gH} \tag{3.3}$$

浅水波与深水波的相互变换取决于平均水深与波长的比率。如果表面波长很小，即使在盆上也是“深水”，然而，

对海啸（第三章第六节）这种波长来说，海沟也是“浅”的。如果测波记录有5%以内的精度，那么，

$H/\lambda > 1/4$　　为深水，

$H/\lambda < 1/20$　　为浅水，

两组数字间为一种过渡状态，在这种情形下 c 的完整数学表达式为：

$$c^2 = \left(\frac{g\lambda}{2\pi}\right) \operatorname{tgh}\left(\frac{2\pi H}{\lambda}\right) \tag{3.4}$$

式中双曲正切函数为

$$\operatorname{tgh}(x) = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}} \quad e \text{ 等于} 2.718。$$

波数与角速度

$2\pi/\lambda$ 与 $2\pi/T$ 项在波动分析中出现次数很多，为此，给了它们一个特殊的名称，$2\pi/\lambda$ 称为波数，且常以符号 k 表示，单位为米$^{-1}$，量纲为$[L^{-1}]$；$2\pi/T$ 则以 ω 表示，有人称为角速度，也有的称为角频率，波浪的频率 ν 是由 $1/T$ 所确定的，这就是命名为角频率的依据。

除非你对波浪理论有特殊的兴趣，否则，我们还是注意将在下一节阐述的质点运动。我们在下面将继续使用 λ 与 T，因为它是一个直接测量的量。不过，人们在阅读有关波浪文献时，将会面临一些陌生的公式，它们是式(3.1)、(3.2)、(3.3)或(3.4)的另一变形，它们之所以与上式有区别，是因为

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

$$\omega = 2\pi\nu = \frac{2\pi}{T}$$

对(3.1)式的分子分母各自乘上 2π，便有

$$c = \frac{\lambda}{T} = \frac{\lambda}{2\pi} \cdot \frac{2\pi}{T} = \frac{\omega}{k},$$

同样，对深水波，当用 ω 与 k 表示时，有

$$c = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} = \sqrt{\frac{g}{k}}$$

对此，我们常写成

$$\omega^2 = gk$$

随着波浪从深海进入浅海，波长以及由此带来的波数也会改变，不过波动周期和 ω 始终是不变的。如果我们知道深水中这些参数量值，便可以计算由外海传入的浅水波浪值。

质点运动

波浪在水中传播时，水质点伴随波动作上下、前后简谐运动。这里有两种截然不同的描述及计算水质点和其流体运动的方法——拉格朗日法及欧拉法。

拉格朗日法是建立在这样的一种思路上：质点的位移可以构成其本身运动的轨迹。让我们来看看前面提及的软木塞运动，深水处它所描绘的是一个封闭圈，所以，此时的质点轨迹应该是一个圆。不过，实际上水底下的水质点轨迹是一条线，因为水质点是不能穿过底部而运动。在水层中部，如图 3.2 所描绘的那样，质点轨迹要么是椭圆（如果波动接触到海底），要么为圆（如果波动没有接触到海底）。记住，

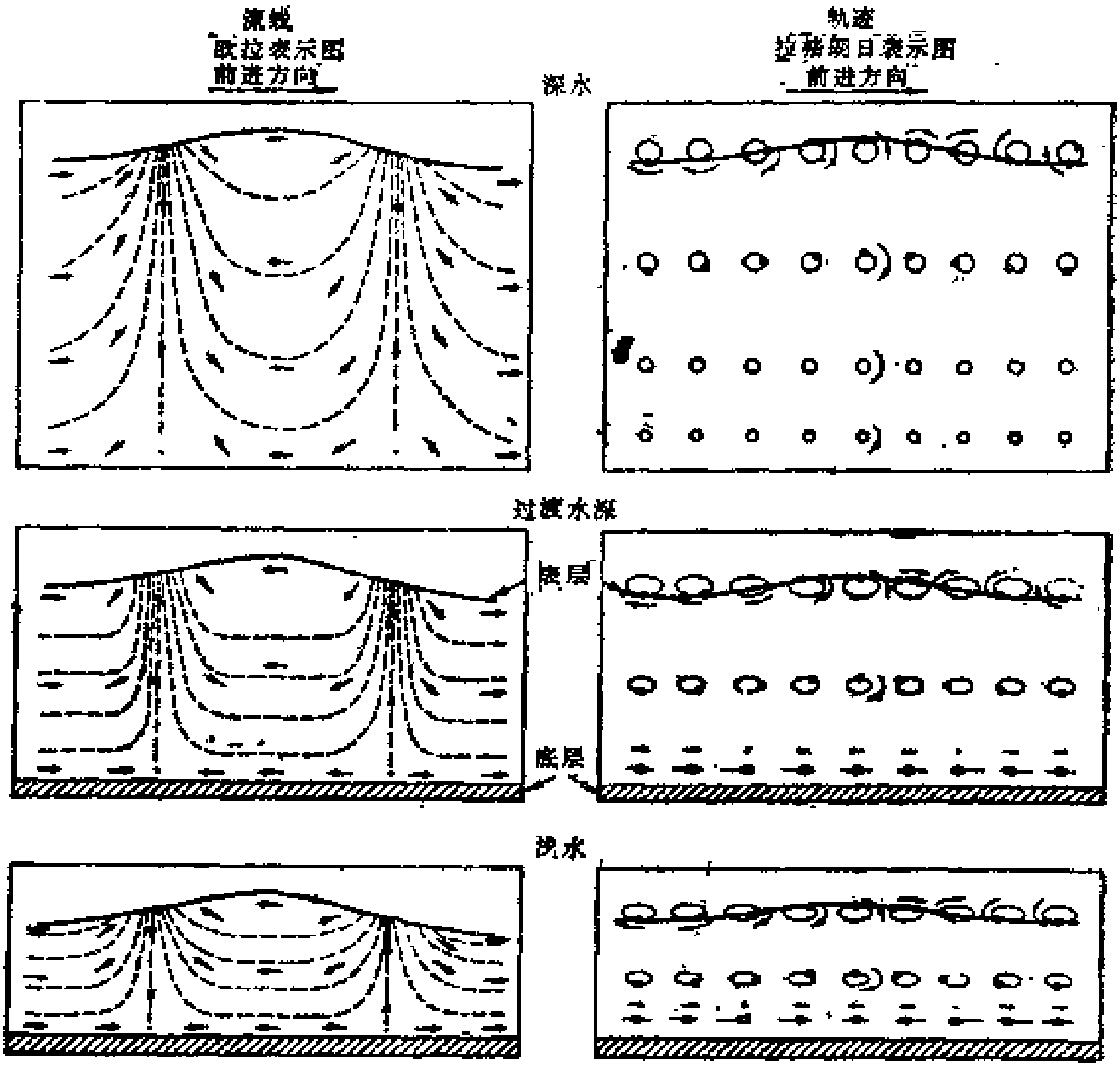


图3.2. 向右传播的深水、浅水及过渡水域波浪之欧拉流线和拉格朗日轨迹表示图

所谓波动接触到海底，乃是在水深与波长之比(H/λ)很小时才出现。

欧拉法强调水质点的速度，且具有一簇流线，以表示水中每一点速度的方向。水体从刚刚形成的波峰流向节点，瞬刻后由于大量水的移动使此地出现一个新的波峰。波峰的水质点既不向上也不向下，仅作水平方向的移动（图3.2）。

第二节 能量的传播

表面波是由初始水体瞬变容量(transient heap of water)所构成，它受重力作用力图使水面向平衡水位以下运动，从面强迫邻近水体向上壅高。波能同样可分为势能与动能，势能是由水体超过了平衡位置的垂直位移而产生，动能则是由质点运动形成。

波能是守恒的。这里的意思是波浪带着能量向前运动，直至通过摩擦被耗尽（在这种情形下，波高不断衰减且水温微微升高），或者通过波浪破碎而耗尽。破波时，波浪将能量重新分配，一部分作用于海底沉积物的扰动输移，另一部分则变为热和声。

波动能量与波的周期或波长无关。唯一能确定波能的参数是波高。波能随波高的平方而增加，当一个波的波高为另一波的两倍时，它所携带的能量就四倍于后者。因此，风暴长波的破坏力是明显的。

一般地说，波动能量的传输速率并不等于波峰与波谷的移速，图 3.3 对此作了图解说明。呈群状移动的能量称为波包（wavepacket），它的移速称为群速。波峰与波谷是以相速移动，事实上，只要把一块石头丢到平静的湖水中，便可证明它们之间是不相等的。波包由两至三个波峰所构成。当它远离掷石中心沿水面向外移动时，前面的波谷逐渐地被后来的波峰赶上。所以，在波谷超出了波包之外后，一个新的波峰又位于波包的前面。该新波峰也比波包有较快的移速，很快它又消失并被新的波谷所代替，等等。

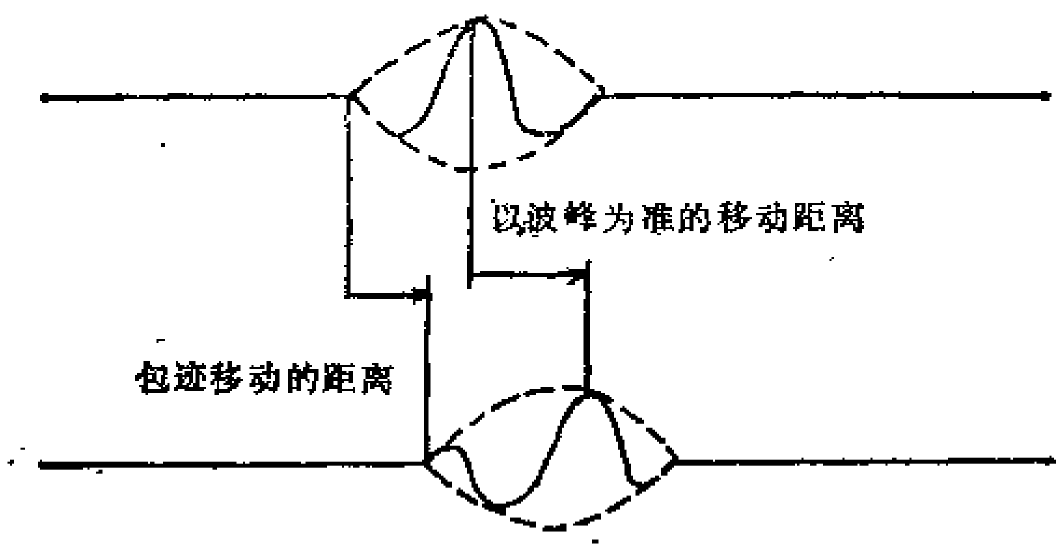


图3.3. 波峰和波谷的传播速度（位相速）不等于波包的移动速度（群速）。能量是以群速传播的。

我们在本章第一节所讨论的波速 c，与波峰波谷有关，而与波包无关，它等于相速。群速（将以 Vg 表示）与 c 有同样的方向，但量值仅为其若干分之一。深水中（石头丢在平静湖面上所产生的波）$Vg=\frac{1}{2}c$；浅水，则 $Vg=c$。此种 Vg 与 c 不相等状态，我们称为发散。深水波属发散，浅水波则属非发散。

单位波峰长度的能量 P 是波浪传输能量的比率，从数学上来说，它等于由波浪携带的单位面积波浪的能量 E 与群速 Vg 的乘积：

$$P=EVg \tag{3.5}$$

在世界范围内，各海洋波的总能量约为 5×10^{17}J（焦耳），它分布在 $3.6\times14^{14}m^2$ 范围内。如果我们取波周期 $T=10$S 作为理想的平均值，那么 Vg 可以从式(3.1)和(3.2)中求出。我们应该注意，深水波

$$c = \frac{\lambda^2}{T^2} = \frac{g\lambda}{2\pi}$$

因此，这些波浪 λ 与 T 的关系为

$$\lambda = \frac{gT^2}{2\pi}$$

将上式代入(3.2)式可得

$$c = \frac{gT}{2\pi}$$

由于深水波 $V_g = c/2$，因此，对10s 周期的波动 V_g应为9m/s。可以计算，世界上每一米长的海滩上，平均约有 10^4W 的能量被耗散掉。整个地球岸滩长度约为 500 000km，就是说，在全世界海滩上约有 5×10^{12}W 属于连续消耗的能量。

由于有连续的能量传入海滩，因而提出了在波浪作用基础上选择能源的问题，现有几种设想。波能应用的鼓吹者并非现时才有，在英国，甚至已经有近百个包括各种各样可行的抽取波能方法的专利。第一次世界大战后，已经大量提出了这方面的建议。摇板(flap)、浮筒、斜闸板(ramp)、密封水道(converging channel)以及水泵都提出来了，不过这些早期的建议，大部分在模型试验中表明效率是低的。近年来，日本和英国均处于波能应用之前列，因为这两个国家都为岛国，且具有长的海岸线，还经常遭到较大涌浪的冲击，特别是在冬季。根据冲击英国海岸波浪的历史资料，若平均有效转化率为30%，估计有 7GW 的能量可供利用。

尽管新颖且精巧的波能提取手段不断出现，然而，其兴趣大都集中在这三种装置：马苏达(Masuda)浮标，科克雷尔(Cockerell)木筏以及索尔特(Salter)凸轮。这中间，Masuda

浮标最有发展前途，它是利用波动压缩空气来驱动涡轮，从而产生能量。事实上，这种原理早在15年前，日本就已经用在低能量(50—60kW)航海照明的各项工作中，不过，1978年8月他们提出了一个具有三个125kW的发电机组的新的实体波动涡轮样机波能站。

科克雷尔木筏是由一串浮筒组成，相互间用绞链连接成一列，波浪从下侧通过。绞链上的泵从浮筒的相对转动中吸收能量。各个浮筒的长度应小于盛行波波长的1/4，约为最小波宽。浮筒的标准尺寸为长10m、宽30m。在实验室的试验条件下，科克雷尔木筏与索尔特凸轮均有约50%或高一些的可比效率。索尔特凸轮放弃了利用物体上下浮动的设想，而利用往返水体运动。它由六种形状的叶片组成，并能够转动选择一种最适宜的形状，以便攫取波动往返运动的能量。叶片旋转所获得的能量用一个连接的单向泵加以存贮。

虽然，波能发生装置的实验特性已经回答这种有利的电源是否处于次要地位的问题，但是它依然是一种可与目前十分普遍的、以矿物燃料或核子原料的电力生产进行比较的方法。如果波能经过发展以致占据了主要的电力生产位置，那我们的回答是肯定的，尽管其有效规模及范围有所不同。波能装置会是一种航运障碍物，然而，它还有着改变海况的不可忽略的潜力。

由于波能装置的目的是从海中提取能量，它们也就象浮动或固定的防波堤那样起作用。从优先地吸收冬季涌浪长波能量这点看来，它将有可能在海滩波能发生器的下风处增加沉积物。虽然在别的地方是有利的，可是对于此区赖以为生的动植物，无疑是一种生态破坏。如果有一个特别的、建立波能的电站的计划要付诸实现，这类问题是应详细地加以研究。

波动量

式(3.5)表示了波浪的能量通量，即单位时间通过单位距离的能量。除此之外，对能量通量，表面波还有一个动量传输。单位面积上的平均水平动量 M 为

$$M = \frac{E}{c} \tag{3.6}$$

这里，E 为单位面积的能量，c 为相速，下面，我们希望求得动量的水平通量值MV_g，V_g 为群速，即能量的传输速度。由于深水处 $V_g = c/2$，所以，单位距离内通过波浪的动量通量为：

$$MV_g = \frac{EV_g}{C} = \frac{1}{2}E$$

假定有一个波能装置或其他近海建筑物受到波浪的作用，如果它可以吸收所有的波能，那么，同样也可以吸收它的全部动量。现在，动量通量反映了单位时间单位距离内通过波浪的动量流，而运动学的牛顿定律又告诉我们，动量的时变率会产生力，因此，波能装置将会经受单位距离内通过波浪的平均水平力。如果所有的波能被反射，那么，动量将全部为反方向，作用力是双倍的。通常，波能装置能够反射部分的波动量 M_{ref}，并允许其中的一部分 M_{trans} 通过。一般说来，我们要求出对任何实体在单位距离上所受的力，即

$$F = (M_{in} + M_{ref} - M_{trans})V_g$$

这里，M 为入射动量。对任何类型的锚定波能装置，都必须建造成能经受这样的作用力。

下面我们将看看在破波区内这种动量通量的某些近岸效应。在此之前，先考虑一下利用动量通量表现出来的力推动小型船只的可能性。在实验室原型机上，将一个 salter 凸轮安装在一个小木筏的尾部，并用一台小电机驱动凸轮，当波浪发生器的频率为每秒三次时，木筏就会以速度10—15cm/s进行，这时，推力与功率消耗之比为

$$\frac{F}{P}=\frac{MV_g}{EV_g}=\frac{1}{c}$$

显然，它比起某些常规推进器要大。

第三节 波 增 水

从野外观测中可知，近岸处平均海面变化的部分原因是入射波浪场引起的。不论是实验还是理论研究均表明，海滩破波点处相对于没有破波前的静水区平均水位有所下降，其最大降低值称为破波点处的波减水。研究还同时指出，从破波点开始，上涨的平均水面坡度与岸边相交，该增值称为波增水。注意，波增水是由纯粹的波浪作用而使平均海面有特殊增加而定义的。岸滩破波处的波增水及减水过程，已在图 3.4 中绘出，点线表示正常的静止水位，这是一个没有波浪作用时的水位，实线则为波浪破碎时的平均水位。

当我们要设计近岸工厂或住宅，并保证在严重风暴情况下也不会发生洪灾时，必须计算波增水。主要的工程结构，诸如核电站等更有必要考虑所有使水位升高的可能因素。在飓风多发区就更为重要，因为飓风期间波增水的结果，将大大加剧沿岸的洪涝。

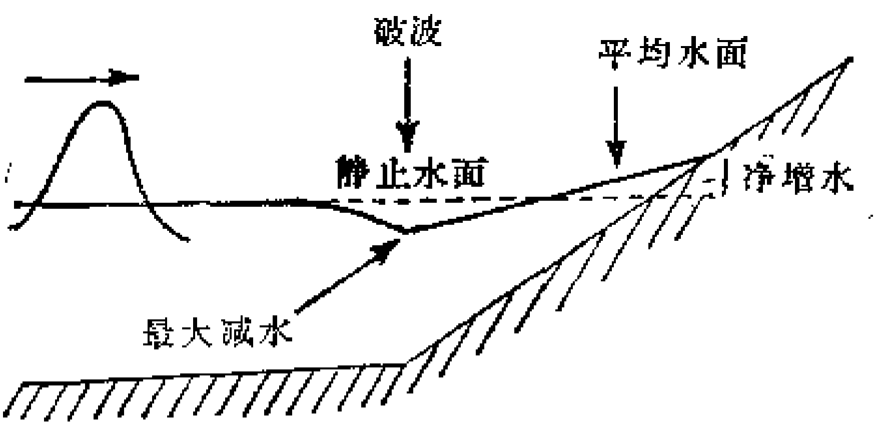


图3.4. 接近海滩的波浪，有一个直达破波处的、相对于平均水位的减水，破波后，便形成相对于平均水面的增水，而海滩的总效应为增水。斜线部分是岸底。

波增水或波减水的计算，可以通过上述的动量通量（在本书称为辐射应力）去进行。进入浅水区的波振幅，在经过最初的减水之后，接着便迅速增大，致使辐射应力加大，之后被水体重量静压力的减少所抵消。换句话说，从能量来讲，波浪加大所获得的能源来自水面的位能，因此，使平均海面下降就是减水。此种减水现象在破波点处达到最大，当波高开始减少时，辐射应力也随之减少。至于静压力，随着它的增大，海平面也显著地升高，从而产生最大的波增水。用工程术语来说，原来的入射波能这时已被转化为海洋的势能。从破波点到海岸方向，海面的倾斜大概等于底坡的20%。

斯托克斯波流

到现在为止，所提及的表面波理论，乃是一种基于数学上略去包括波高 h 到二阶（h^2）甚至更高阶项的结果。这就限制于是一种微小振幅的波动，它们被称为埃利（Airy）

波*。这种波的特点之一是，表面波的质点轨迹表现为一个封闭圆（图3.2），因此，在一个完整的波周期之后，浮子将不会改变它的位置。然而，实际的波浪并非这种情形，浮子可以在波动传播方向移动，你可以把肥皂盒放在浴缸内并不断地拍打水面，它会从这一端走到另一端。斯托克斯（G. G Stokes, 1819～1903）考察了在静止水上前进的小而有限振幅的波动。斯托克斯波剖面比起具有正弦曲线状的埃利波，有着一个相对于较平缓波谷的尖陡波峰，因此，进入浅水时该波的形态与涌浪剖面较为符合。斯托克斯波与埃利波有趣的区别在于质点的轨迹并非是封闭的。这就导致了在波的传播方向上，近底处具有相应斯托克斯波流的非周期性漂移或者物质的输移。这种近底层向岸的净流速，可能是产生沉积物向岸边缓慢输移的一个十分重要的原因。

作用在近海沙坝上的力所产生的影响，比起单纯的斯托克斯波流要复杂得多。尽管风暴过后，外海沙坝可逐渐向海滩方向转移，且部分地也是斯托克斯波流的结果，然而，风暴期间反方向物质输移表明，兼有其他机制的作用参与。沙坝的模型试验模拟了外海沙坝的活动，在这种情况下，低而长的波动能把沙坝推向岸滩，相反，陡的破波则把沙坝推向外海，利用作用在一种象有两个背靠背沙滩的圆柱形沙坝，以及由波增水与减水效应所产生的施加于其上的力，完全有可能解释这种活动（图3.5）。

假定，第一种是没有破波的情况（图3.5a），这时会有微弱的波减水而没有波增水，从而产生了一个垂直向上力。在有限振幅及流体摩擦力的作用下，产生了不对称的平均海

* 也可以称为无限小振幅波。

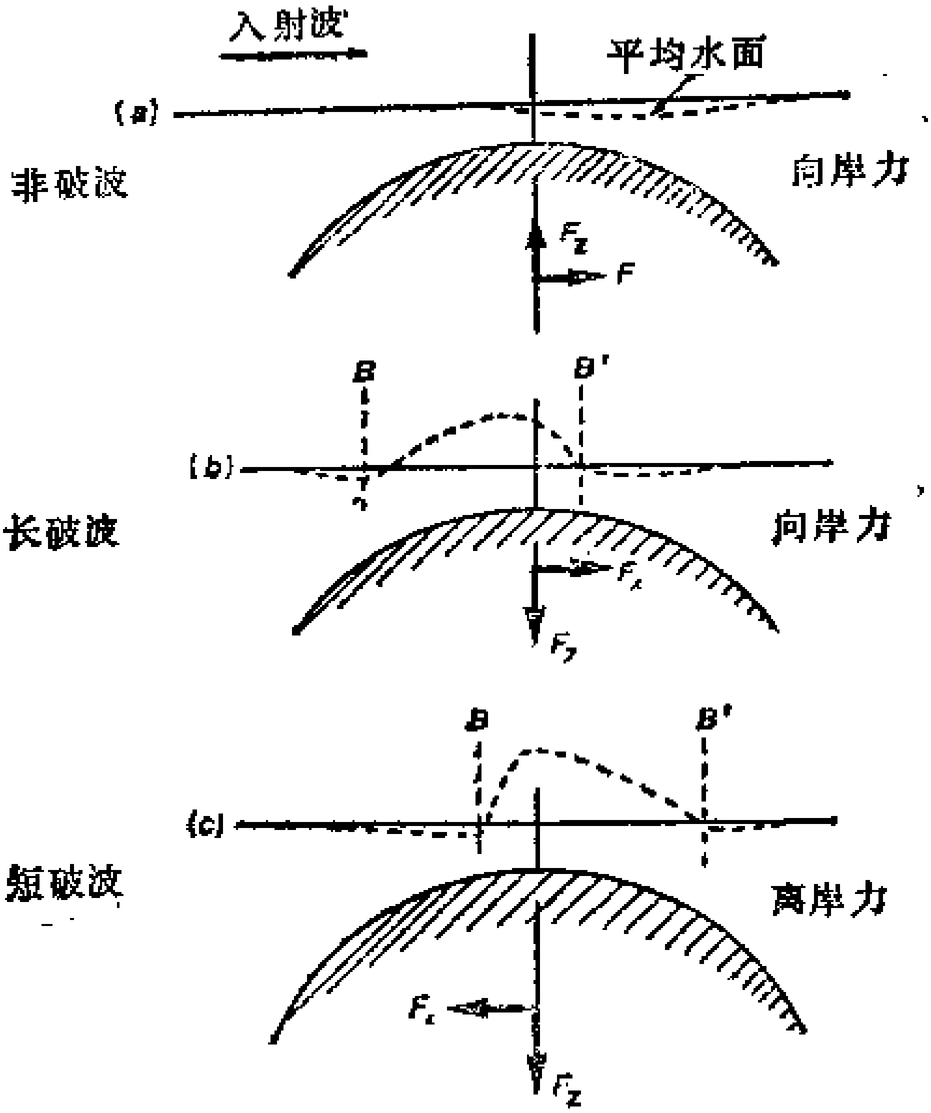


图3.5. 波浪遇到外海沙坝时的平均水面变化（实验室试验）图。波浪来自左侧，破波始于B点，终于B′点。(a)非破波在沙坝上有一个向岸分力，(b)长破波也有一个向岸分力，(c)短破波则有一个离岸的力。

面，并导致一个小的水平力及平均垂向力。第二种为有破波的情形（图3.5b、c),破波的始点与终点用B和B′表示。在这些点的外侧大约均为减水，但内侧为较大的波增水，以平衡水平动量通量的损失。如果入射波比相应被淹没的沙坝直径长，则会产生一个向右的净水平力（图3.5b）。波浪被

强迫破碎并没有很多先兆，而沙坝上的破波高度却应适应该处的水深。中点的右侧，水深增加，破波迅即停止，波浪已不再被迫成为陡波。

当波长比沙坝尺寸小时，除了在最浅的地方外，波浪不会与底部发生作用，而且，开始破波位置也将推移到接近最小水深点上。另外，破波还会一直延伸到水深再行增加的地方。因此，右侧发生的波增水是不对称的，如图所示，有一个向左的净力。

因此，长波产生向岸的力，并促使泥沙向岸漂移，短波则产生离岸力和将泥沙从滩面迁移。

第四节 波 谱

我们前面提出的那样简单的波浪理论，在海洋的真实波浪中极其少有。任何风暴将会产生一个全频谱的波动，而不是简单的、仅有一个固定周期和波高的波动系列。此外，海面也并非只有一个风暴在活动，因此，不同方向、波高和周期的波浪将可能同时到达海岸。

对于这种难题的一种解决办法，正如图3.6，就是把真实的海况分解为一组具有不同周期和方向（记住，只要你知道了周期和水深就能算出波长！）的正弦波。这可以用被称为谐和分析或谱分析的数学方法来进行，这是由数学家富里埃（J. B. Fourier, 1768—1830）所建立的。该理论还指出，任何曲线（规定在每一个点上仅有一个值）都可用无限个标准的正弦曲线叠加而成。

我们知道，波浪谱的变化决定于风吹拂的强度、作用时

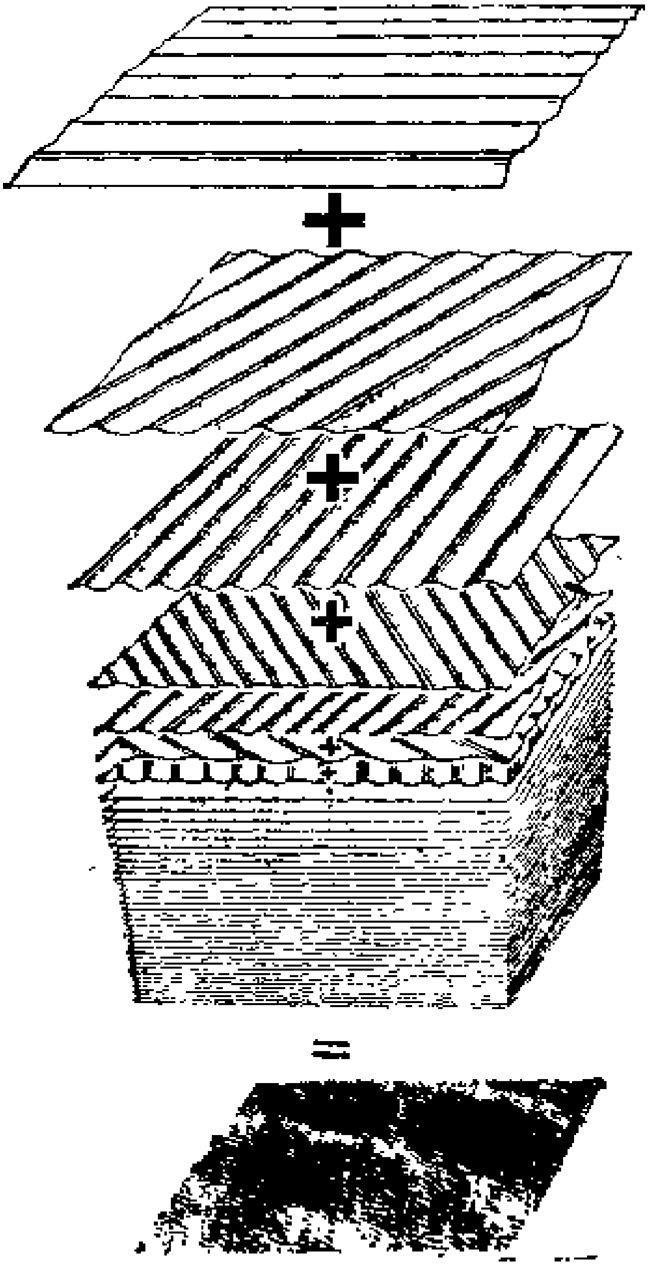


图3.6. 海面可以用无数的、来自不同方向且有不同振幅和周期的正波弦叠加构成。

间的长短（风时）以及作用距离的大小（风区）。对任一给定的风速必有一个平衡点，此处风传给波的能量等于波浪由于破碎而损失的能量，这点称为充分成长的风浪（FAS）。产生这种充分成长风浪所需要的风区与风时在表3.2中给出，

同时给出了所产生波浪的某些统计值。

表3.2. 充分成长风浪的特征

风速(m/s)	最小风区(km)	最小风时(h)	最大波周期(s)	平均波周期(s)	总的波动能量(J/m^2)	显著波高(m)	平均波高(m)
5	10	2	4.0	2.8	55	0.43	0.27
10	100	10	8.1	5.7	17.6×10^2	2.44	1.52
15	250	22	12.1	8.5	13.4×10^3	6.58	4.11
20	750	45	16.1	11.4	56.3×10^3	13.8	8.50
25	1400	70	20.2	14.2	17.2×10^4	23.8	14.9

充分成长风浪具有图3.7所示的波谱。它表明由40节风速所产生的充分成长风浪的能量，大部分包含在周期为16s的波动里（频率为0.06/s）。换句话说，如果把充分成长风浪分解成正弦分量（如图3.6所示），那么周期为16s的波将是最主要的。周期比它大或小的波尽管也大量存在，然而，振幅甚小。如果你从某些仪器中（诸如水压记录仪、测波杆等）获得了一系列波谱，并且有一个强峰值（如20s），那么，你可以借助表3.2，同时假定这种波由某地以25m/s的风速作用下经过长路线的传播而得到。

海洋学家不仅常常使用显著波高，而且还有平均波高。在一系列波动记录中，所谓平均波高就是对每一个记录量度其波峰到波谷的距离，并计算出其平均值；显著波高则是记录里最高波高中1/3的平均值。显著波高之所以常被使用，是因为它极好地证明，当海况观测者直觉估计平均波高时，结果与显著波高相似，这是由于在他的目测平均中，通常地消除了海面上较小的波动。

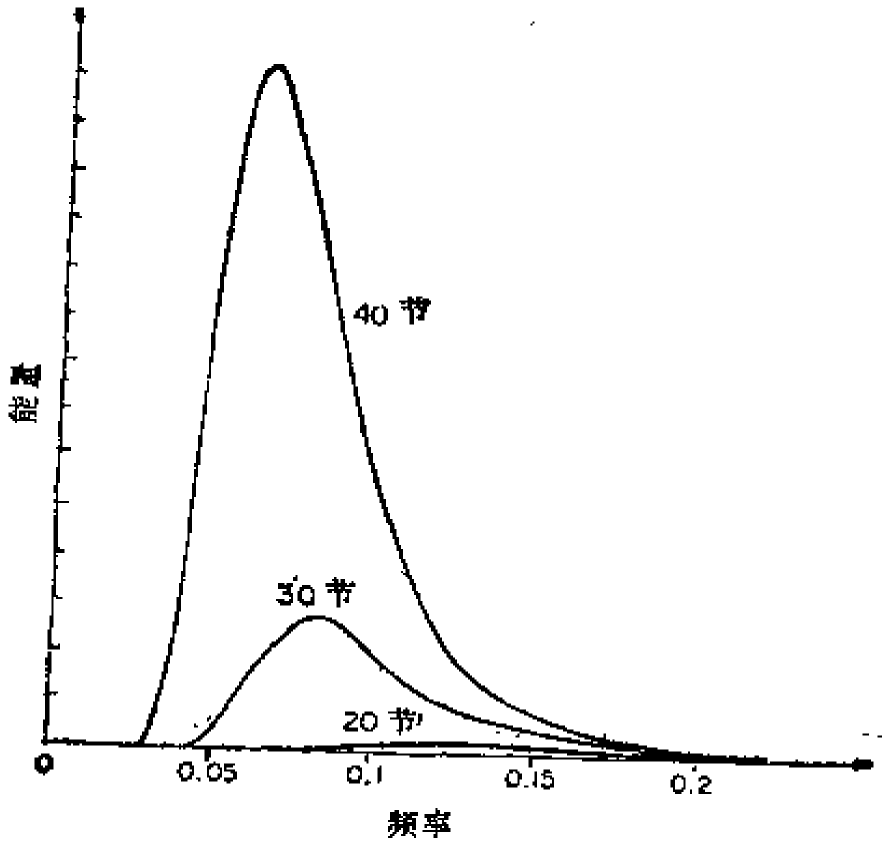


图3.7. 各种风速下充分成长风浪的理想化波谱，曲线峰顶频率随风速的增加自高向低移动。它表明最大振幅的波浪将是强风下的长周期波动。

暴 浪

如果把波高看作是一种随机过程，那么获得暴浪的可能性将是很小的。例如，三个不同传播方向的浪相会于一点会使波峰叠加成暴浪。然而，目前世界上有不少地区（最著名的莫过于南非东海岸）比起我们在统计上所期望的常有更多的暴浪产生，它们可能是陆架间断、阿古拉斯海流以及某些特定天气条件的相互作用或共同组合而成的。

在阿古拉斯海流区，不寻常的、危及航船的暴浪是由极

具危害的波高和极大波陡的波综合生成。若果波浪的陡度较小，航船尽可以在其上面行驶，波高不大，同样也不会有令人惊畏的水量撞击船首而造成事故。从航海报告中可以看到，此种破坏性极大的波浪在前进的正面，还形成最大的陡度，它减少了碰到迎面而来波峰时船首抬高的有效时间。大吨位船只往往只注意速度而漠视了波浪条件，因此，一个暴浪使船尾高高地抬起，船首向下坠落，而在下一个灾难性暴浪袭击时便葬身海底。

第五节　陷波

陷波是波浪应用中的术语。它本身必须具有物理或动力的边界时才存在。海岸是一种物理边界，它能网集波动。赤道则是另一种网集波的动力边界。在本节里，我们先讨论某些短周期的陷波，它们在海岸动力中占有重要的地位，而长周期陷波将在下一节探讨。

陆架波

陆架波是一种海洋表面波，是一种波峰与海岸垂直且又与岸平行移动的海岸表面波。其波高向海方向迅速减小，且在一个波长距离内消失。本节讨论陆架波的原因是它在近岸动力学中是一个十分重要的因素，它的传播受到海滩坡度的影响。另一种同类型的长波将在第三章第六节讨论，它与陆架波的区别仅在于尺度的大小，因此，图3.8表示的是符合这两种陷波的直观形式的。

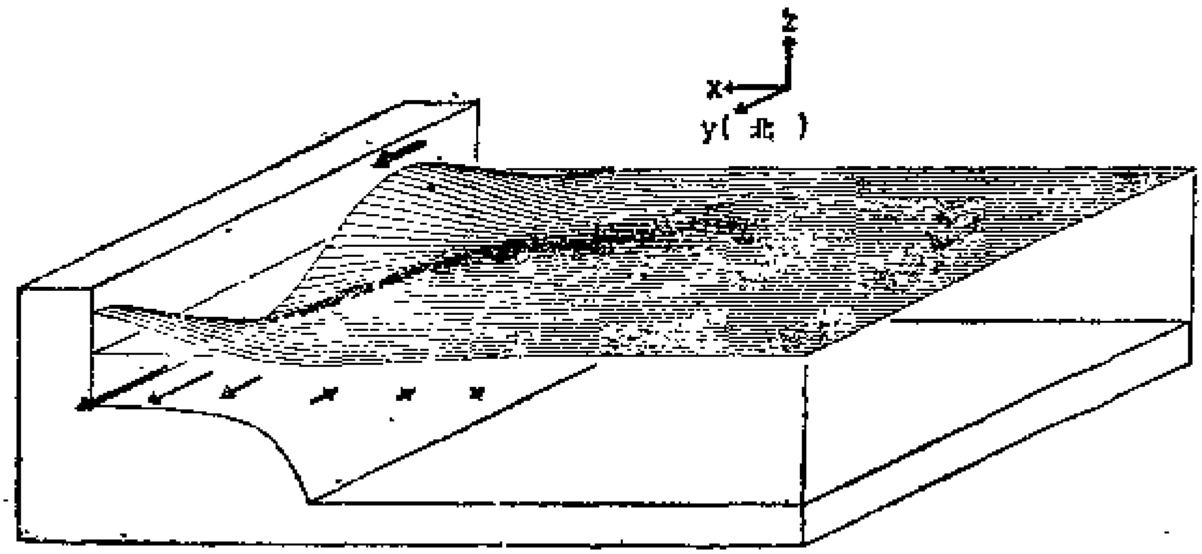


图3.8. 北半球的陷波。粗箭头表示位相传播的方向，细箭头表示波峰下的水质点速度，图上相对于海面的垂直位移作了有意的夸大。

利用斯涅耳定律（式2.2）所述及的波浪折射和速度改变方程（式3.4），我们便可以理解陆架波是如何保持自身的存在的。由于表面波速度随水深的加大而增加，传向深海的波线便不断地向海岸方向折射，碰到海岸后又重新被反射回外海，并且再次发生上述的折射。在此举出一个定量的例子：如果波线（或波向线）在$H/\lambda=0.01$的情形下与岸成45°角向外海反射，那么，当$H/\lambda=0.01885$时，在一个均匀坡度的海滩上，波线将平行于海岸，然后又折回海岸。

长期以来，陆架波与毛细波一直被视为一种神秘的波动。目前，我们又发现它在近岸动力中的重要性，尤其当陆架波的周期等于入射涌浪的周期时，涌浪与平行于海岸移动的陆架波之间的相互作用，将产生一种高低交替的岸滩，从而确定裂流的位置。裂流的空间距离刚好等于陆架波的波长。另一方面，沙滩上那种令人费解的韵律型的、称为海滩嘴地

貌的出现，就可以用破波所激起的陆架波去解释。

在海岭和岛屿的周围，能够产生陆架波或与其类似的陷波。目前，在利用波浪装置抽取波能的专利中，包括了一种人工环礁，环礁的规格经过精确的数学计算，使波浪螺旋地进入装置中心而产生旋涡作用，驱动涡轮发电机。

假　潮

当我们站在湖岸，有时可以看到如涨潮般的水位缓慢升高。然而，这种现象仅维持一两分钟（若湖泊较大则有数分钟之久）便下降。这种升降幅度仅有几个厘米，不过它可以在你细心观测的整个时段内发生，甚至比其它运动更为持久。

当你看到这一侧的水位缓慢升高时，湖的另一侧却下降，湖泊水体在作双向摇荡。湖泊的这种驻波运动称为假潮。在一个长方形容器中很容易获得微弱的假潮。

在宽度为L的湖泊中，可以计算出假潮的主要周期。如果我们讨论的假潮波峰为上升最大的水位，那么，在看到下一个波峰之前这个波要走$2L$的路程。由于许多湖泊长度远大于深度，所以，假潮波是一个具有速度为$\sqrt{gH}$的浅水波，其周期为

$$T=\frac{2L}{\sqrt{gH}}$$

这就是梅里因公式。近海，同样能够产生假潮，如西澳大利亚的珀斯附近，有一个明显的礁列，其走向与岸平行，延绵十余公里，礁石露出水面，水体在礁石与海岸间网集（称环礁泻湖），并在强风作用下产生假潮。

港 口 共 振

一个封闭水域，如湖泊，能十分容易看出假潮的发生。然而，在半封闭甚至开阔的水域中也能产生假潮。图 3.9 绘出的开敞的港口中，如果岸线部分恰好为速度波动的波节与港口入口处相应的波腹——最大速度振幅区——相结合，那就会产生强大的假潮，该假潮的有效波长为$4L$，周期为

$$T=\frac{4L}{\sqrt{gH}}$$

称港口共振。工程师在设计时要尽可能避免港口的这种反应。

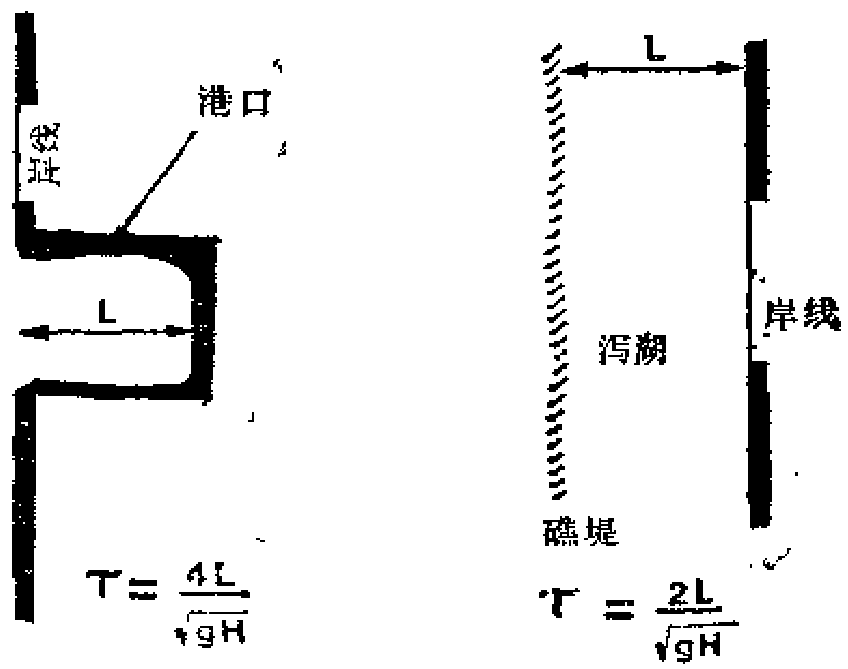


图3.9. 假潮与港口共振。用于计算假潮和共振的 L（距离）如图所示。H为水深。

港口产生共振的原因有多种，风是其中的一种。就如向

空瓶口吹气引起瓶内空气共振的道理一样，强大的沿岸流也能引起港口的共振。长波沿海岸方向传播同样会引起港口共振。下面我们将研究这些长波。

第六节　长　波

前面，我们讨论的几乎都是肉眼可以见到的波动。可是，居住在海边的人们都知道，由潮汐引起的海平面日变化比任何由风或涌浪引起的变化要大得多。下一章我们将会看到，尽管潮汐是一种长周期波，但它也可按照波去进行处理。除了潮汐之外，还有几种长波，对所有这些波动，下式

$$c=\sqrt{gH}$$

均成立。由于长周期波有着接近或者超过平均水深的波长，因此，它们的作用极象浅水波。

甚至还有一些波长更长的波动，它们常受到地球自转的影响。我们将在第六城讨论这种效应，从而知道，对任一地理纬度ϕ，有一个称为惯性周期T_i存在，并以下式定义：

$$T_i=\frac{12}{\sin\phi}\text{（小时）}$$

周期超过惯性周期的波动，都称为长波，同时冠以各种名字，如“二级波”、“行星波”或“罗斯贝波”等。在任何情形下，它们的运动以及包含在波动中的质点，都受到地球转动的影响。对于这类波动，c并非肯定地依赖于H，其中有些较复杂的包括惯性周期在内描述它们的相速度的表达式。

海　啸

海啸一般地（但不是正确地）被称为“潮波”。这是一种长而低的波。它在开阔大洋深水区以最大速度，从某一突变性扰动发生地点如滑动断层、海底山崩或火山爆发点向别处传播。此类波在海洋上以能量密度随传播距离成反比的浅水速率

$$c=\sqrt{gH}=\sqrt{10\times 4000}=200(\mathrm{m/s})$$

向外传播。他们当中一些是单峰组成，另一些则在主波之前有十分宽阔的波谷，而主波后有连续若干个小波跟随。这样的一种波谷，加之人们的好奇心，是构成许多人丧命的原因。在海啸接近之前，人们都被那极低的海平面所吸引，他们漫步于新裸露的海滩上，从而在波峰突然涌来海岸水位上升时丧命。

海洋上，海啸波振幅甚小而波长巨大，标准的波长变化范围为100—200km。随着海啸波接近海岸，波高迅速增加，有如涌浪进入海滩變高而破波一样。海洋中海啸波幅为 2 m，当接近海岸时，它能增至 15m（可怕的巨波！）。在外海，一个具有如此巨大波长的两米高波，大概可以在十五分钟内通过而丝毫不被人们觉察。

长周期陷波

如果你仔细地分析港口潮汐水位站的水位记录，你将发现当中存在各种各样非潮汐长波活动。此类波动周期变化范围为数小时至几天。图3.10为西非几内亚湾特玛港的分析结

果。这种图称为能量谱图，是把波能值点在y轴上，周期值点在x轴上而得。下一章我们将比较详细地谈及能量谱。此刻，你应该注意到在14天这一周期附近存在一个峰值，它提醒我们，在这个周期里可以找到一些令人感兴趣的现象，而当我们果真这样做时，便会发现沿岸有一个类似周期为14天的波动在活动。

这类长波扰动是一种在满足其存在条件之后而产生的一种陷波，这些条件不仅包括海岸边界，也包括诸如瞬时的水深变化等。图3.8以有意夸大的海面位移说明北半球的陷波特性。这些波动沿岸平行移动，并且只有一个方向。在北

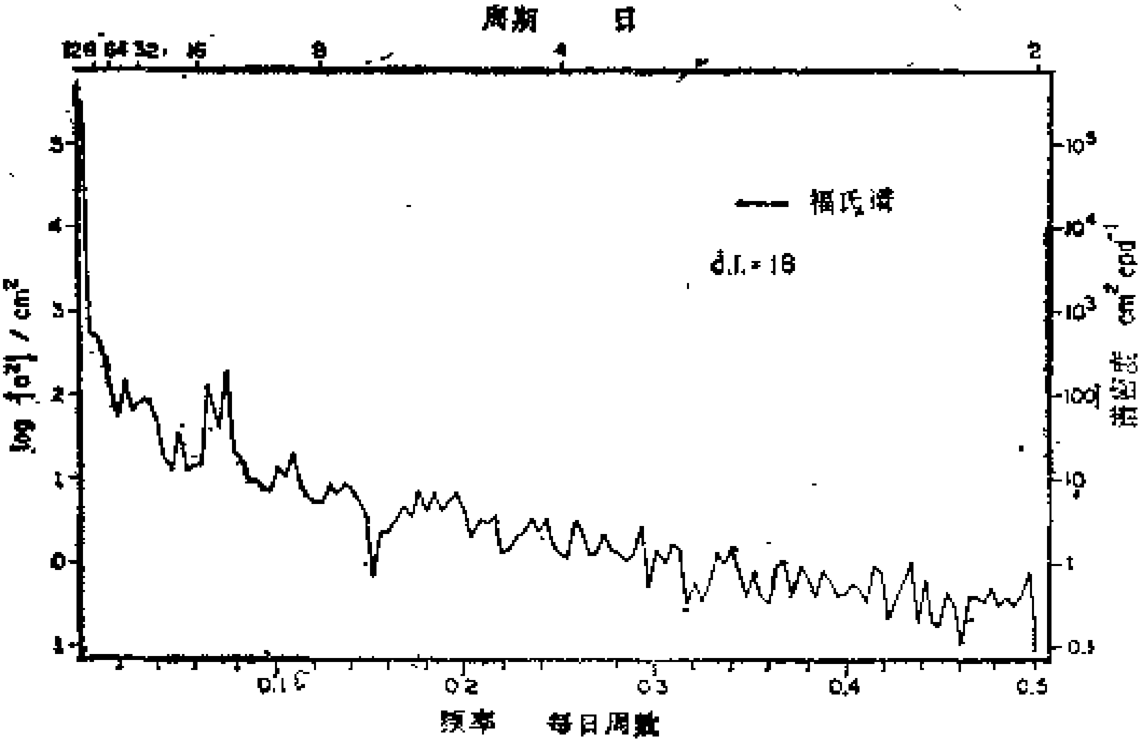


图3.10. 西非特玛港海平面能谱分析。峰值表示有一个周期为14天的长波波动存在。

半球，它相对于岸的右侧运动，南半球则相对于左侧，对澳大利亚说来，在西海岸，它向南移动，在东海岸，则向

北运行。

最为人们所熟知的陷波要算是开尔文波了。它以浅水波速度$(gH)^{\frac{1}{2}}$传播，H为接近大陆架外缘的水深。它占有全频范围，且能在周期为数小时及数天的情形下存在。从海岸向外海的一个波长范围内，开尔文波的振幅，从海岸开始以$[T_i(gH)^{\frac{1}{2}}]/2\pi$为长度尺度作指数衰减（也就是说，在这个尺度距离内，振幅减小到最大值的$1/e=0.368$）。开尔文波是近岸水体对任何较大扰动的一种最显著的海岸响应。

除了开尔文波之外，还存在着两种性质不同的陷波：

（1）短陆架波（edge wave），它们的周期小于惯性周

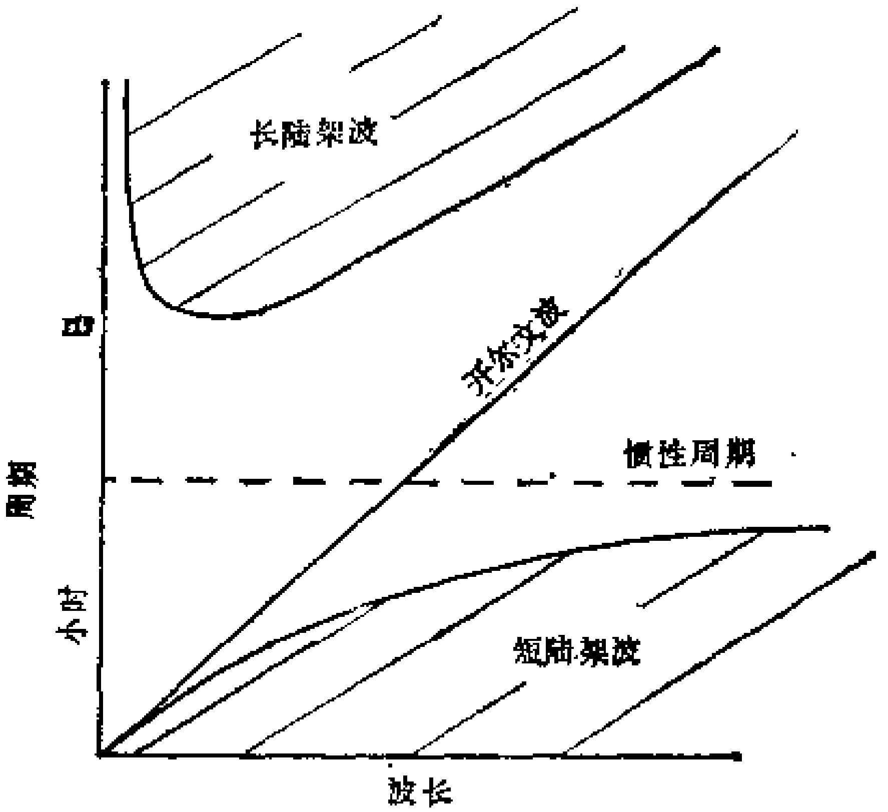


图3.11. 以波长和周期作划分的陷波术语。这种以两个量值（或频率和波数）为依据的图称为离散图。

期，主要以小时作为测定周期，其活动特点类似于表面波，且主要由折射产生。

（2）长陆架波（shelf wave）：周期大于惯性周期，以日作为主要活动周期。它受地球自转的强烈影响，并且由这种效应而生成。图3.11对这两种陷波的划分作了简要的图解说明。

激发这些波的精确机制尚未清楚。在澳大利亚东岸向北传播的长周期的陆架波，似乎是由于向东移动横扫过澳大利亚东南的风暴，在风向的改变而产生的。热带气旋可以导致沿澳大利亚西侧南下的长陆架波。理论上认为，北美和南美西海岸向极地运动的长陆架波，是由于整个热带太平洋上贸易风场的大尺度变化而产生的。

第七节　　内　波

从前，航行于四大洋定期航班的船长常有报告说，他们的船只在水中会出现“粘着”的情形。在微风（二级风）的状态下，船只移动十分缓慢。当冰块融化并在海面上形成一个薄的淡水覆盖层时，在北冰洋出现尤其普遍。行驶较慢的蒸汽轮也会同样出现“粘着”的现象，然而，若船速加大，“死水”现象便会消失。

“死水”是基于这样的情形产生的，即缓慢移动的船只在接近于海洋表面咸-淡水间的边界上导致了内波的形成而产生这种现象。图3.12表示，正常地用于推进船只航走的能量，正被用来产生和维持内波的运动，这就是航船出现被水“粘着”的原因。

内波传播的速度决定于两层水间的密度差、重力和水

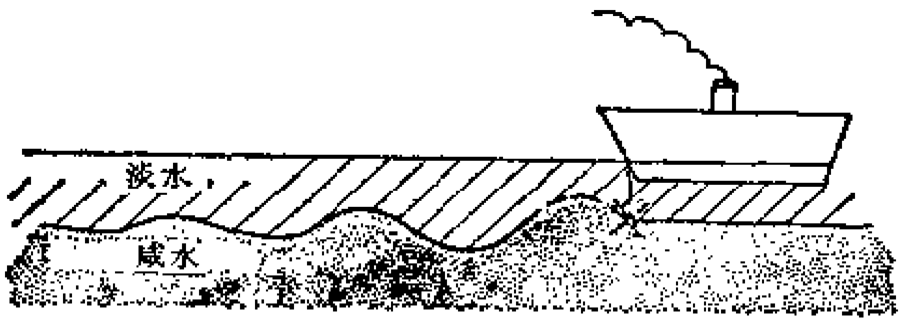


图3.12. 内波存在于不同液体分层的界面中。在这种情况下的内波是船舶推进器所产生的

深。若薄层水体的密度为 ρ_1，被覆盖较厚层水体的密度为 ρ_2，水深为 H，则内波传播速度为：

$$c^2 = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} gH \tag{3.8}$$

第六章第二节将给出一个比上述更为复杂的公式。尽管式(3.8)与式(3.3)相似，然而，浅水波传播速度不仅受到订正重力加速度的限制，即

$$g' = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} g$$

而且还受到等效水深的限制，即

$$He = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_2} H$$

当内波占有主要作用时，这两个概念常常被应用。

在两种不同密度的水的边界层上，内波振幅往往很大，其扰动振幅甚至大大超过水面波动的振幅。还可以发现，在海-气边界几乎没有运动的情况下，密度较大水体的缓慢上下波动居然可超过30m。运动之所以缓慢乃因为引起运动的

是由密度差异甚小的两层海水所引起。一种具有周期为30分钟左右的缓慢波动表明，运动仅与微弱的能量相关联（表面波的能量独立于周期，内波能量则随周期的增加而减少）。虽然内波只有微小的能量，可是它们的破裂却能引起海水混合并产生湍流。

无论任何时候，只要水柱有密度变化，内波就有存在的可能。当水体的密度垂直变化是一种渐变过程，便可称为弱分层水体(stratified)，如属剧变则称为强分层水体(layered)，在这两种情形下内波均能出现。当密度差异最大时，便会生成最大振幅的内波，它们的周期从十多分钟到数小时不等，但始终不会超过惯性周期。

正压与斜压运动

正压与斜压此一术语常常在描述流体运动时应用，它根据等密度而和等压面状态而有着严格的定义。事实上，最重要的是了解斜压运动与密度分层状态紧密相连，而且它们不仅能由水温也能由盐度的变化而产生。内波是一种斜压运动，表面波是一种正压运动，即使在整个水柱液体密度均一的情形下，它们也将是存在的。

第八节　晕　船

波浪最令人烦恼的是能使一些不习惯于船上工作的人晕船。任何从事近岸水体研究的人都应该迅速学会如何去对付它。晕船的症状包括脸色苍白、寒冷、恶心和呕

吐等。

晕船是由于海面摇晃而造成，在这一点上它与不断颠簸的飞机及航天飞机有着相似的结果。更准确地说，它是发生在加速度有变化的情况下，进而破坏了人体的平衡机能。波浪作用如何破坏人体的平衡机能，到目前为止尚未清楚。不过，它肯定与耳朵的前庭器官系统有关。聋哑者是永远不会晕船的。对晕船这种毛病的适应是十分重要的，你可以看到个别不晕船的人就是那些少年时代与船接触的人。

然而，对于每一个正常人，如果受到稍长时间的中等的晃动，始终也会出现这种运动病（指晕车、晕船等——译者）。飞机模拟器则能经常对晃动进行"调整"，直到使里面的人感受到运动病为止。相应于这种做法，是令习惯于某种晃动的人再去频频忍受另一种晃动，直至在新的环境下形成新的习惯为止。

有好几种药对晕船的治疗是有效的，不过，它仅能在预防中起作用，在运动病发生后则没有什么价值了。运动病发生后唯一的药品是安定（Valium）。预防药品则有氢溴化莨菪碱（Hyoscine hydrobromide）〔与苯丙胺(Amphetamine)共同使用效果尤佳〕，在晕船前使用效果不错。在短时间晃动情形下，可用莨菪碱（Hyoscine），但大多数人服用后感到昏沉、口渴。对于较长时间的晃动，值得推荐的药品有敏克静(Meclozine)，或者，环嗪(Cyclizne)，苯甲哌嗪(Marzine)。甲哌氯丙嗪马来酸酯（Prochlorperazine maleate）是特别有效的一种药品，不过，那些对此有过敏反应的人，可能有其它的副作用。每一个人都应尝试寻求一种最好的、适应于晕船的药品，包括服用的剂量及次数。

第四章　潮　汐

生活在海滨附近的人们，对于海面每天两次周期性的升降运动早已习惯。这时候，水中的岩石和大片沙滩出露，经过6小时左右，它们又被淹没。然而，潮汐观察者在许多不同的站位研究潮汐比只在一个固定点上研究潮汐会发现更多更复杂的动态。潮汐高度的变化是引人注目的，地中海沿岸的潮汐变化几乎可以忽略，但在加拿大的芬迪湾，由于海湾形状的变化，使潮差达15m以上，是世界上潮差最大的港湾之一。潮汐的周期变化，世界上大部分地区属于半日潮，周期为12时25分，不过，某些地区（如澳洲西部南岸）属全日潮，周期约为24小时。

海港里的船长和工程师非常关心潮汐预报，他们需要知道高低潮出现的时间和高度。船舰的领航员和船长还要知道潮流的强度和方向（潮汐变化所引起的海水运动）。其实，利用调和分析方法编制潮汐表，可以得到十分好的潮汐预报效果。这种由天文编制的潮汐表和因不可预估的天气影响引起海面变化所观测到的潮汐，两者存在着一定差异（见第九章）。

诚然，海洋潮汐有待于科学家们继续深入研究，因为潮汐在自然界的物理变化过程中具有一定的特殊性，即使在尚未掌握任何潮汐的物理机制的情况下，也能够以令人满意的精度预报未来的潮汐动态。科学上，研究的主要中心是环绕着

潮汐的空间变化。过去大多数的潮汐记录都取自于港口和河口湾，基本上属于潮波衰减的浅海区。它们提供的仅是有关海洋和大陆架潮汐的最小可能的信息。现代最新型的海洋仪器已经开始收集外海的潮汐资料，而最有科学挑战性的是出版与实际资料相符的外海大洋的潮汐图。

第一节 天文潮

牛顿爵士（1642—1727年）首先提出了天体相互引力作用而产生海洋潮汐的理论。地球和月球间的吸引力是由组成该两个天体的物质元之间形成的大量成对的力矢量和。类似这些球形天体，其总的净吸引力是与两个天体的全部物质假设集中在各自的中心一样。虽然我们知道地月系统在运行中并不会相互分离，为了便于对潮汐作清晰而简单的说明，假定：① 地球绕月球旋转，其轨道为圆形，人们的观测点在月球上；② 离心力与吸引力平衡（见图4.1），从而保持一个圆形的轨道。

最引人注目的是地球的中心（或者更确切地说是地月系统的公共质量中心），在那里引力和离心力必然保持精确的平衡，前者是随着与月球距离平方的倒数变化，后者则是随着与月球的距离呈线性变化。这样，在地球表面这些力的平衡就无法保持。月球至地球表面的最远点，由于距离较大（以L表示月球至地球的距离），因此离心力（随L变化）大于引力（随$1/L^2$变化），其剩余力背离月球。同理，月球至地球表面最近点，因距离较小，引力超过离心力，其剩余力指向月球。

根据潮汐的平衡理论，这些剩余力作用的结果，将产生朝向月球和背离月球点上的潮汐鼓胀（图4.1）。

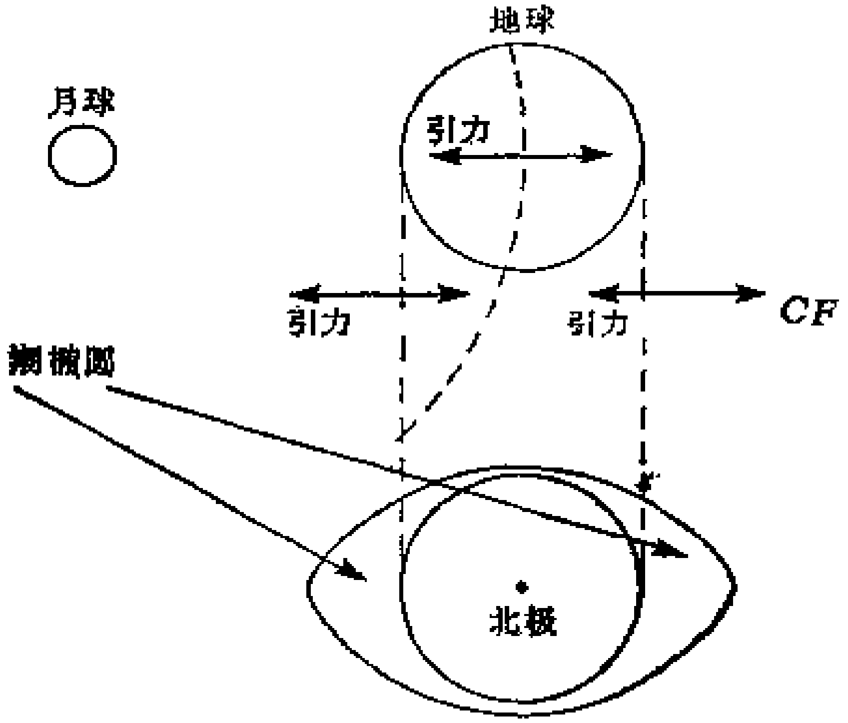


图4.1. 由引力与旋转力平衡的地心及两力不平衡的地壳所共同构成的、面向和背向月球方向水位鼓胀的潮汐椭圆（CF表示离心力）。

根据地球自转周期，每天在两个鼓胀的地方将出现两次高潮和介于其间的两次低潮。两个鼓胀的最高点通过地球上某观测点所需要的时间约12个多小时。在此期间，地球继续环绕月球运转，故当第二个潮汐鼓胀到达观测者的位置时，其所需时间就应当增加一些。事实上，从天文理论推知，主要太阴半日潮的周期为 12.42 小时。这个数值与欧洲各地实测主要半日潮周期相一致，且成为早期接受以天文为基础的平衡潮的原因。

平衡潮理论的数学演算表明，上述的描写结果实际上远被处于月球旋转面上的向赤道方向推动的流体所超过。月球作用所引起的理论计算的赤道潮汐振幅为 0.356m，由太阳

作用所引起的赤道潮汐振幅为0.162m。这些只是两个天体对地球表面主要引潮力作用的结果。

当地球、月球和太阳的位置接近一直线，月球和太阳所引起的潮汐鼓胀相叠加时，产生最大潮高，称为大潮。当然，它们与季节没有任何关系，只是因为古老的英文字"springan"表示水的上涨或涌出的意思而得名。每当满月和新月的时候，便出现这种大潮。在月球处于上、下弦位置时，月球、太阳引潮力有90°位相差，并彼此成直角，这时引起的潮差最小，称为小潮。

地月间距离的变化周期为27.55天，而地球绕太阳公转的周期为365.25天，如同它们的轨道面变化一样，也会产生周期性的潮汐变化。主要的分潮大部分已概括于表4.1，同时对给出的各种力的符号进行描述。任何位置观测到的复合潮都是由不同振幅的周期性正弦波总合组成。从这些正弦波的总合可以推算出潮汐水位的变化，给定点上的自然潮位决定于其中的主要分潮，即最大振幅者。

图4.2和图4.3是描绘西澳大利亚一个理想的潮汐记录和组成这个潮汐记录的各个分潮。图4.2表示潮汐过程线，图4.3表示组成这个潮位的各个分潮量。平均海平面则被视为"恒定"的分潮。实际上，由于长周期潮的存在，平均海平面总是会变化的。确定平均海平面必须有比较长期的潮汐资料（通常用19年资料）。图4.2和图4.3所表示的非常规则的图形是因为只考虑了一个全日潮和一个半日潮。这种简化曲线与事实有一定的差别。以K_1与O_1月分潮位相为主的振幅叠加而产生图4.3那样的平滑曲线，实际上是甚少的（尽管偶然会发生）。另一个稀有的特征是全日分潮的尺度问题，在西澳大利亚南部海岸，全日分潮的振幅超过半日分潮振的

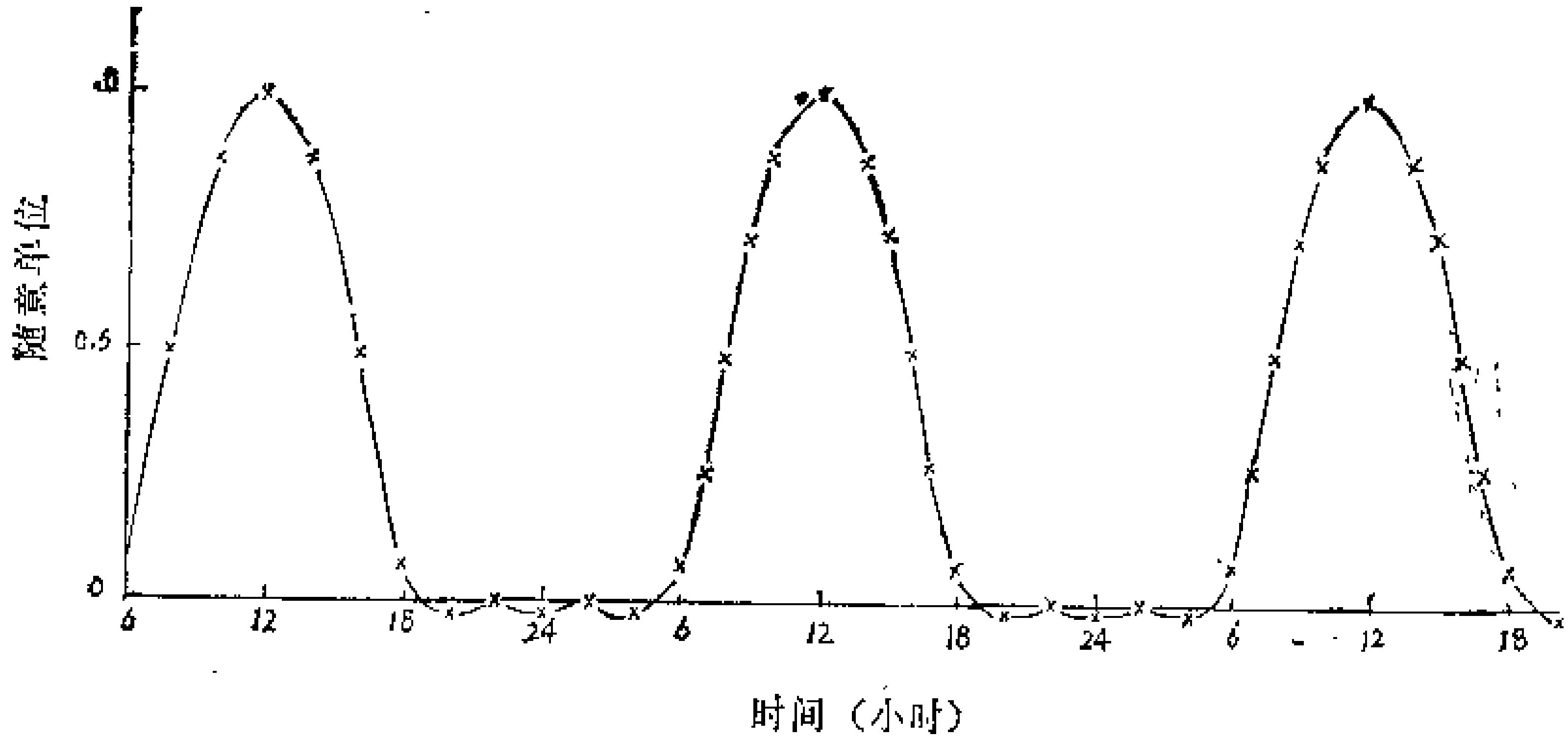


图4.2. 一天两次低潮的理想化潮汐变化曲线

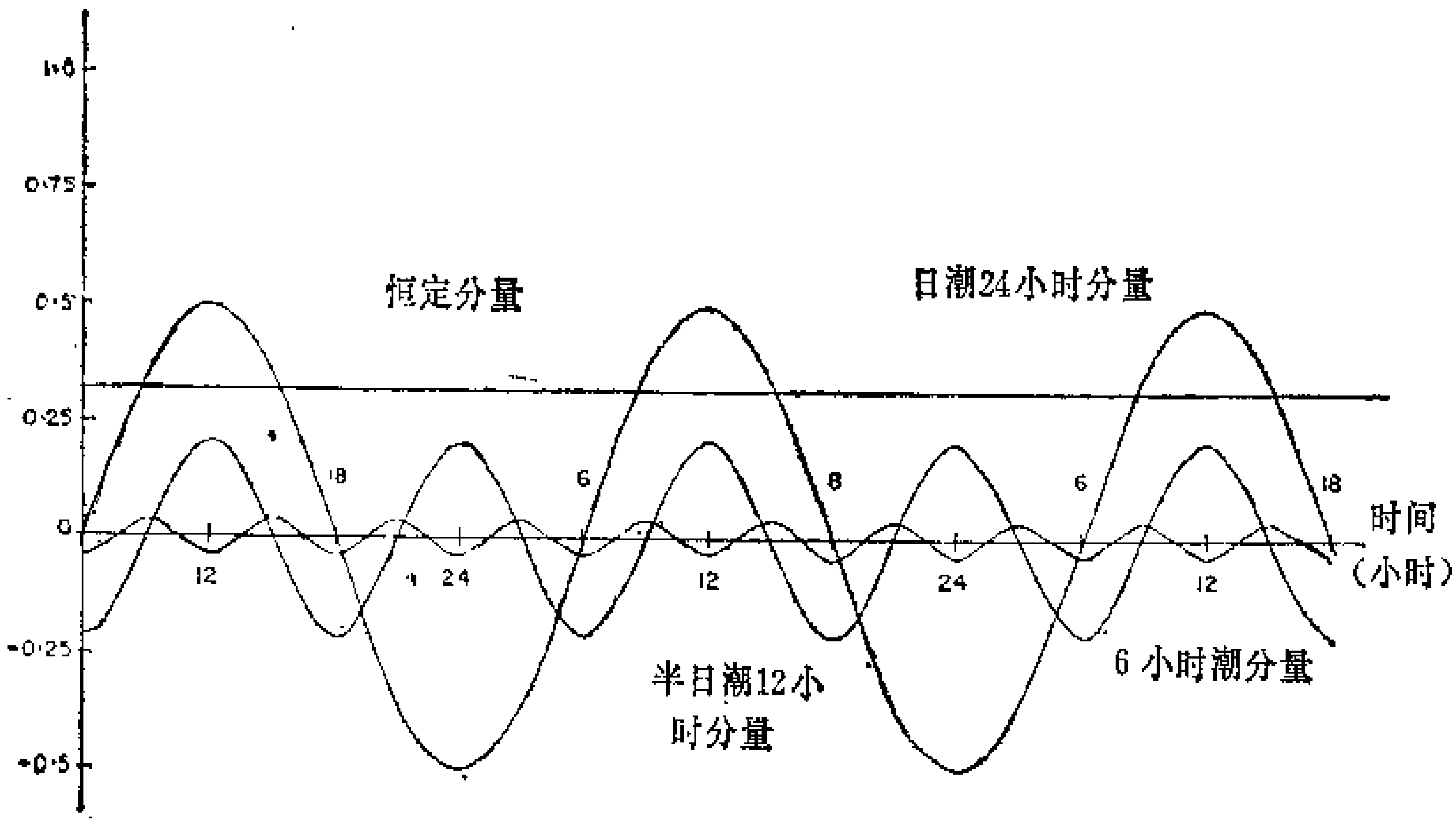


图4.3. 相应于图4.2潮高总和的各个潮分量

幅。世界上绝大多数海岸线的半日潮振幅是比较大的。

最大潮汐是在太阳位于最近点，月球和地球位于大潮时的位置，三者同处于一个平面组成的最大引潮力所引起，这三个天球位置的配合，每隔 1 800 年出现一次，上次在公元1400年左右出现，现在潮汐逐渐减少，至2300年将达到最小值。

第二节　动力理论

平衡理论说明潮汐的存在。潮汐的周期与地球绕地轴自转、月球绕地球运转和地球绕太阳公转的主要天文周期有密切关系。潮汐的基本轮廓取决于地球有限尺度，如果地球相当小，那么，地心吸力和旋转力的不平衡消失，潮汐也随之消失。

平衡潮理论最明显的缺点是潮峰不能在地球表面上移动，除非水团的实际位置有变化。但是，这一因素完全可以不考虑。尽管，天文理论能够解释潮汐的存在及其周期，而不能说明高潮出现的实际时间（通常，当月上中天确实不出现高潮时，则推迟一些时间）和某些海区不能形成较明显的半日潮的原因（如西澳大利亚海岸）。

潮汐动力理论首先假定，潮汐象一个绕着地球表面运动的长波，如半日潮，其波长绕地球圆周有两个峰值，而日潮则仅有一个峰值。这种波乃属于一种靠天文吸引力和旋转力控制的强制波。如果这种固有的自由波动与强制波动相匹配，就会产生共振，使某个特殊的潮汐振幅增大。

虽然，在地球表面的某些地点会发生共振，但是潮汐并没有随着它的强制力而共振。这种属长波的潮汐自由波如同浅水波一样，其运动速度为$\sqrt{gH}$（式中H代表海洋深度）。

这样，其正常波速约为200m/s。诚然，地球旋转速度与这种波动速度不完全匹配，鉴于24小时内地球的圆周运动距离为$2\pi\gamma_E\cos\phi$（式中ϕ为纬度），因此，强制波的速度为$458\cos\phi$（m/s）。那么，只有在ϕ为高值，即水体被北极冰层覆盖的高纬地区和南极大陆，强制波速度才相当于200m/s。

其实，从世界地图可知，地球上的海洋主要是以大陆为边界的大海盆。即使潮汐是强迫共振，但在它开始成长之时，就会被大陆边缘所阻断，而难于传播。另外，大陆架的摩擦作用和海底的摩擦阻力都必须引起重视（记住：潮汐类似于浅水波运动，能触及海洋底部）。

上述这种数学表达式是拉普拉斯（1749—1827年）所获得，他用一个复杂的偏微分方程组来描述潮汐动力的相互作用。现代依靠大型计算机求解这些方程，并获得了图4.4那种结果，此时的M_2分潮看作一个旋转潮波系统。

一个旋转潮系统可把潮汐视为水体在一个盆里朝一个方向的转动。假如往盆里注满了水，并加转动，那么就会出现一个波峰状的水体按照旋转方向绕着盆的边缘运动，与此同时，盆的中央相对地保持平静。这种不运动的点便是无潮点，图4.4中的小黑圆点即表示海洋中的无潮点，同潮线作辐射状向外扩展。这些同潮线表示沿线的潮汐相位在理论上是相同的，数字表示太阴时。当月球通过观测者的头顶（即月上中天）或12.42小时后，太阴半日潮沿着标明零号曲线上为高潮，在6号曲线上为低潮。各地等潮高相连的那条线为等潮高线，图4.4中四个虚线阴影部分表示研究所得的潮高理论值超过1m的海区。

图4.4是1969年发表的世界潮汐的一个模式，其中有些

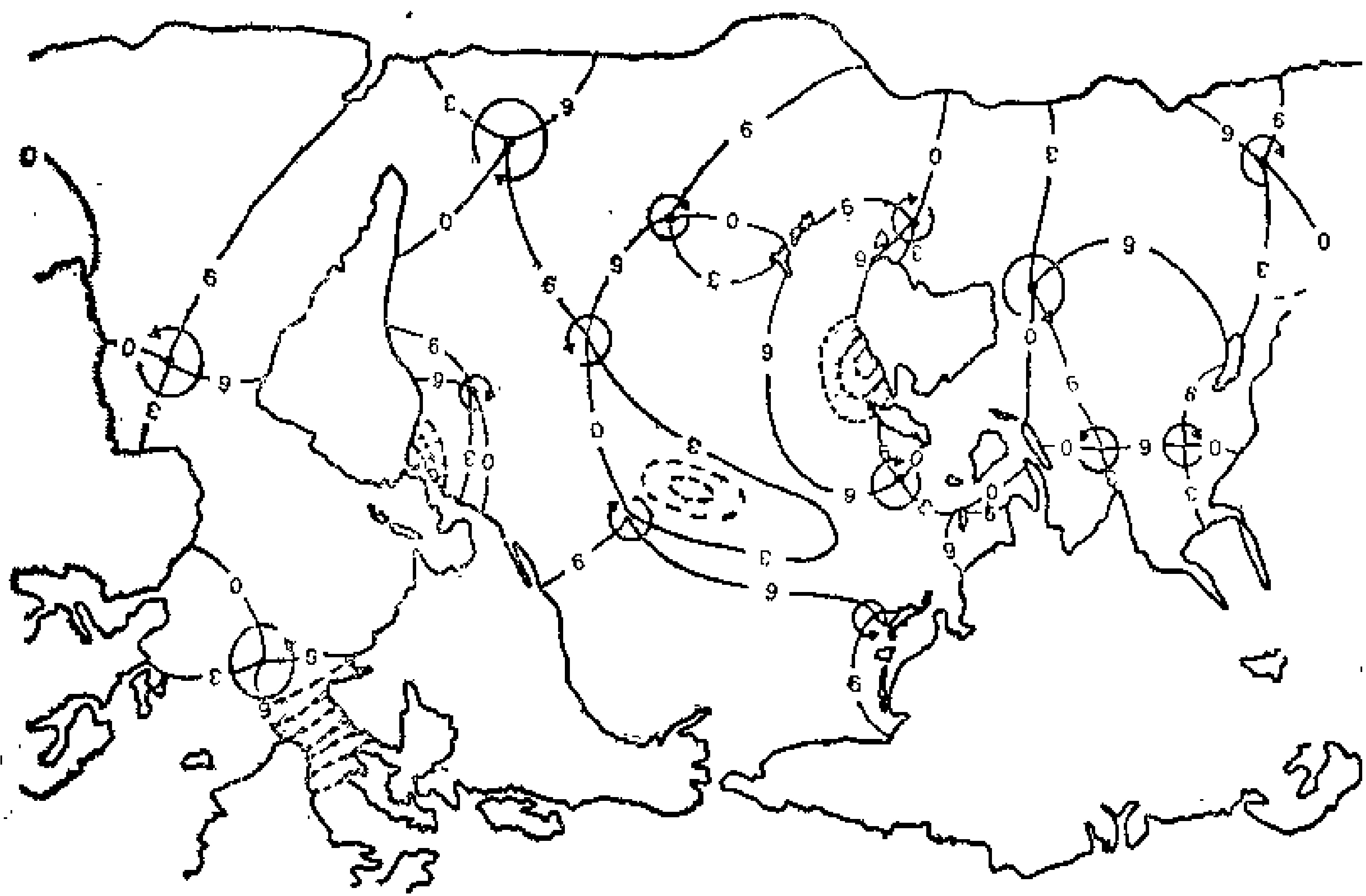


图4.4. 太阴半日潮（M_2）理论等值线。实线为太阴时中的同位相线，阴影为潮差大于1m的地区。

地方不大符合实际。例如在加里福尼亚沿岸和巴西沿岸一样，潮汐按顺时针方向向南行进。它与实际情况不很相符。然而，也有不少结果甚好，例如，澳大利亚西南部的无潮点附近，出现了与预报相符的低（弱）半日潮。最新的模式已经把过去的一些错误作了改正，当前要求绘出世界深海地区精密的同潮图，但是，那里的测量工作比海岸地区困难，花钱多而且难进行，而在沿海地区就容易得多了。

第三节 潮汐预报

虽然，我们对潮汐的了解仍然是不完全的，但是可以对潮汐作出符合一定精度的预报，而把大多数的误差视为天气影响的结果。

为了进行潮汐预报，最少要有两年以上的潮汐观测资料，然后用这些资料进行调和分析。调和分析的意义是把潮汐视为若干个分潮之和（表 4.1 为主要分潮），每个分潮按余弦曲线变化，这样，t 时刻（小时）某一特定分潮的潮高为

$$y = A\cos\frac{(360^\circ - t)}{T}$$

式中：T为分潮的周期，单位为 h（小时）［例如O_1 分潮，$T = 25.82$(h)］，A 为分潮振幅。每一个分潮的 A 和 T 均不相同，通常我们都需要加上一个位相角使它与实际相符，事实上，某个分潮可能处于振幅的最大值，另一些则处于中间值或最低值。那么，我们把所有分潮合并成综合潮(式4.1)：

用较多的分潮（即较大的N值）就有较高的预报精度，

$$y=\sum_{n=1}^{N}A_n\cos\left(\frac{360°t}{T}-\theta_n\right) \qquad (4.1)$$

但是要花费更多的计算时间。现在的潮汐计算工作者采用不同数目的分潮进行计算；不过，对大多数的工作而言，表4.1列出的九个分潮已能够提供足够的精度，而对于精度要求最高的工作至少要有16个分潮。

我们用澳大利亚西部海岸杰拉尔顿的验潮资料，简单地说明实际的潮汐预报。图4.5a列出的是一个月左右的记录（从1972年12月1日起），该地区潮汐具有明显的日潮性质。表4.2是根据调和分析得出的振幅A_n，由表可见，两个

表4.1　　主 要 分 潮

名　　　称	符号	周　期（h）
半日分潮（一天内两个高潮）		
主要太阴半日潮	M_2	12.42
主要太阳半日潮	S_2	12.00
主要太阴椭圆潮	N_2	12.66
日月合成半日潮	K_2	11.97
全日分潮（一天内一个高潮）		
日月合成全日潮	K_1	23.91
主要太阴全日潮	O_1	25.82
主要太阳全日潮	P_1	24.07
长周期潮		
太阴半月潮	M_f	327.86（13.661日）
太阴太阳半月潮	M_{sf}	354.36（14.765日）
太阴月潮	M_m	661.30（27.555日）
太阳半年潮	S_{sa}	4382.90（182.621日）
太阳年潮	S_a	365.242日

全日分潮占优势（O_1的振幅为11cm，K_1的振幅为16cm）。

表4.2　　特定地域的平衡潮与实测潮

分　潮	纬度φ的平衡潮振幅（cm）	杰拉尔顿的潮振幅（cm）（φ＝29°）		荷兰湾的潮振幅（cm）（φ＝52°）	
		平衡潮	实测潮	平衡潮	实测潮
M_2	$24.2\cos^2\phi$	18.7	8.8	9.2	80.7
S_2	$11.3\cos^2\phi$	8.5	4.4	4.2	20.1
N_2	$4.6\cos^2\phi$	3.7	1.2	1.8	11.8
K_2	$3.1\cos^2\phi$	2.4	1.6	1.2	6.0
K_1	$14.2\sin2\phi$	12.1	15.6	13.9	7.25
O_1	$10.1\sin2\phi$	8.6	11.1	9.8	10.5
M_f	$4.2(1-3\sin^2\phi)$	1.2	2.8	1.8	<6
M_m	$2.2(1-3\sin^2\phi)$	0.7	2.8	0.9	<6
S_{Sa}	$1.9(1-3\sin^2\phi)$	0.6	0.1	0.8	<6

这就产生了一个问题，刚才提到的两个分潮所表示的潮位数值完美性如何？从图4.5b所示的曲线，根据下式：

$$y = 77.3 + 16\cos\left(\frac{360^\circ t}{25.82} + 70^\circ\right) + 20\cos\left(\frac{360^\circ t}{23.93} - 80^\circ\right) \qquad (4.2)$$

得出的结果可以说明，结果是良好的，但并不完美。尽管高潮与低潮时刻能得到较好的表示，而且时效也长，然而，由于包括气象潮在内较长时效的潮高预报却仍有误差。

值得注意的是，方程式（4.2）所用分潮的振幅与表4.2所列的并不相同。这是因为表4.2给出了每个调和函数值，并假定其它的调和函数值也是已知的，然而，如果我们

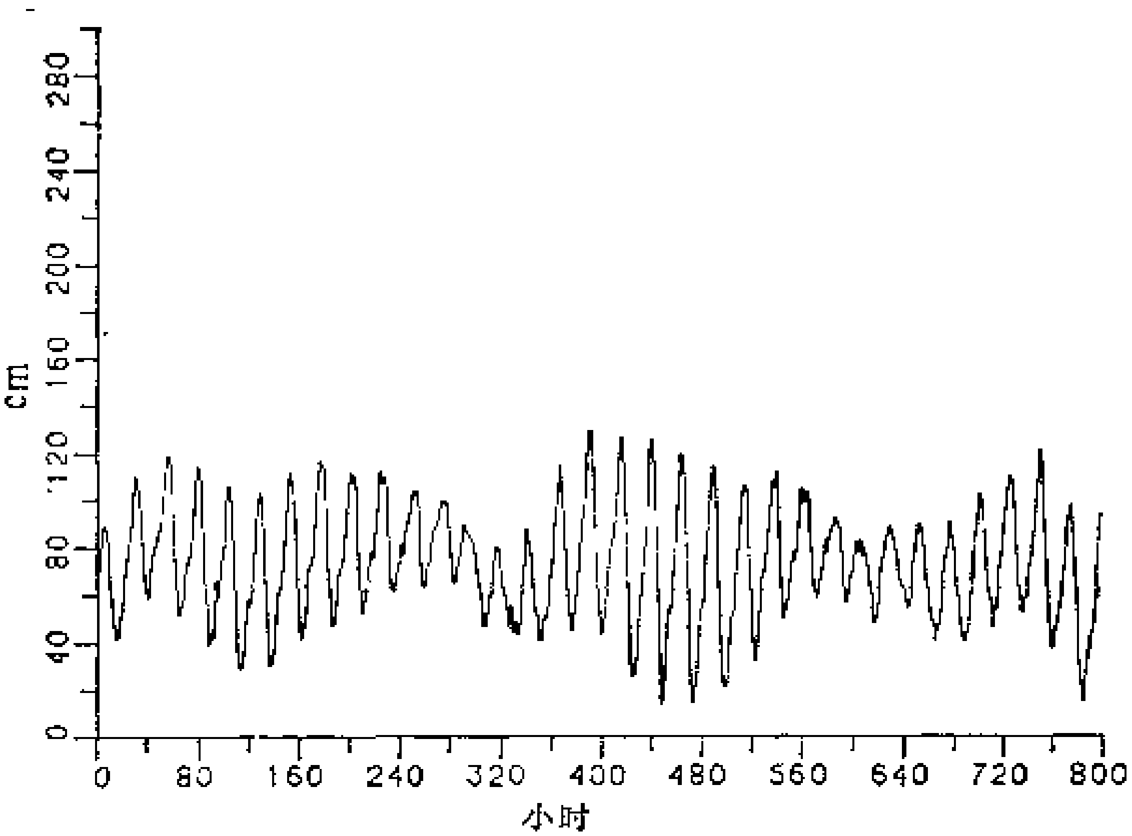


图 4.5a　1975年12月在西澳大利亚州杰拉尔顿所观测到的潮位，一个具有微小半日潮脉动的全日潮记录。

试图用两项来模拟一个短的潮汐记录时，所有接近O_1分潮及K_1分潮的潮分量的贡献都应考虑在内（例如，杰拉尔顿具有周期为24.07小时的P_1分潮，振幅为 5.7cm）。在这种情况下，其它分潮的效应将会增加潮汐的有效振幅，但是，从平均值来说刚好相反。杰拉尔顿超过一年周期分潮的平均潮高为 86cm，而在图 4.5 所示超过一个月周期分潮的平均潮高只有 77cm，可见长周期分潮潮高大于短周期分潮的潮高。因此，从长远来说，潮汐预报应包括更多的、周期较长的分潮。

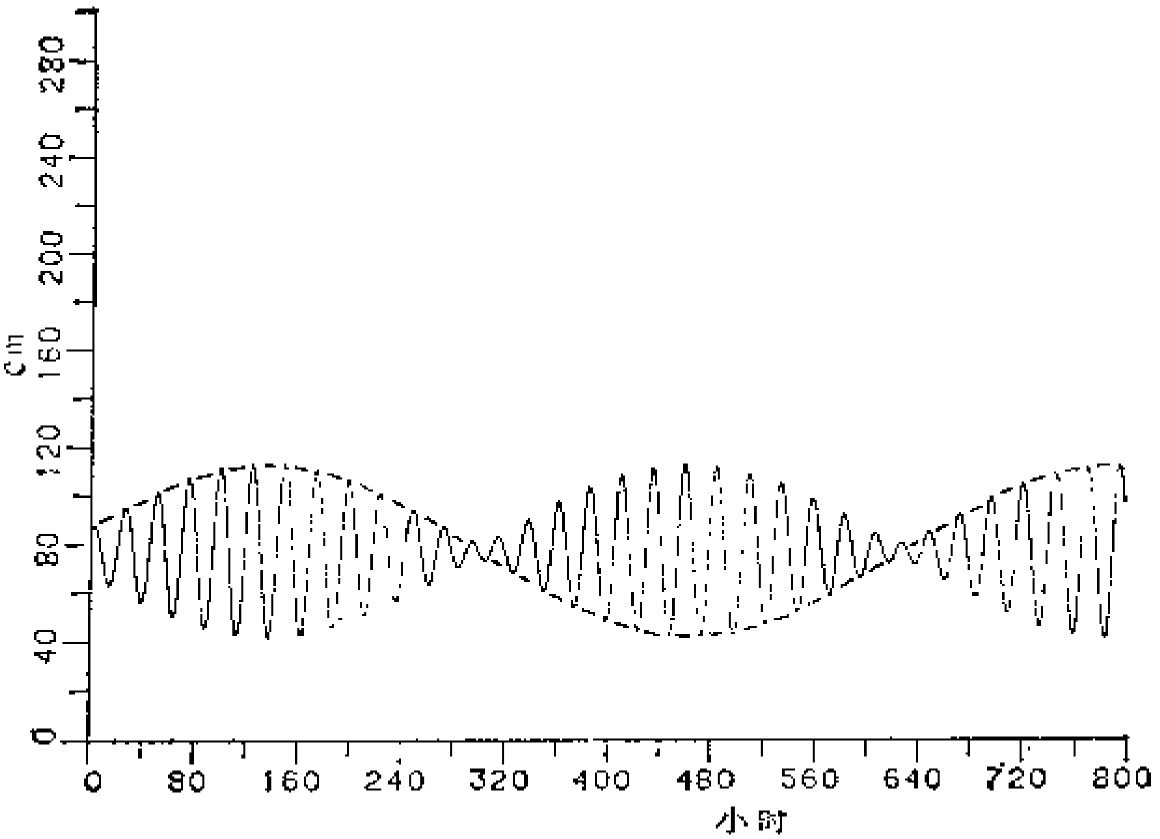


图 4.5b 在平均海面为77.3cm、O_1分潮振幅为16cm和K_1分潮振幅为20cm的假定下，杰拉尔顿的预报潮位曲线。无论原始或预报记录，在两个日潮记录中均有强烈的脉动。

脉 动

由图4.5b可以看出，它是由两个正弦曲线综合而成，其周期一个为23.93小时，一个为25.82小时。可是，综合曲线还具有约24小时和327小时的周期，这说明了脉动现象的存

在。

脉动起因于两个周期 T_1 和 T_2 的正弦曲线之叠加，

$$\cos\left(\frac{360^\circ t}{T_1}\right)+\cos\left(\frac{360^\circ t}{T_2}\right)$$

$$=2\cos\left(\frac{360^\circ t}{T_3}\right)\cos\left(\frac{360^\circ t}{T_4}\right)$$

其中，

$$\frac{1}{T_3}=\frac{1}{2}\left(\frac{1}{T_1}+\frac{1}{T_2}\right)$$

$$\frac{1}{T_4}=\frac{1}{2}\left(\frac{1}{T_1}-\frac{1}{T_2}\right)$$

因此，其最后结果似乎是一个周期为 $2T_1T_2/(T_1+T_2)$ 的单独正弦曲线，而其振幅则是由一个周期为$2T_1T_2/(T_2-T_1)$的正弦曲线来调节。如果取 $T_2=25.82$h 和 $T_1=23.93$h，可以发现一个周期（T_3）为24.84h的波，它被一个周期为653.83h的波所调制。这个调制波是图 4 . 5 b中包围着曲线边界的虚线，脉动周期（两个最大振幅的时间间隔）等于该调制波周期的二分之一。

脉动这个名词来源于声学的脉动现象。如果你取两个相同音叉，并在其中一个的末端插上一块粘土，以便使它的频率能作轻微的改变，那么，当这两个音叉同时敲击时，音叉的频率便会发出一种强度由强到弱的声音，这就是脉动。

潮汐的脉动结构十分复杂，它的产生是由于存在着许多相互间非常接近的潮汐周期，它们的组合形成了脉动周期。半日潮 M_2 和 S_2 有一个周期为355小时的脉动，正好解析了在图 4 . 5 a的过程线上，有一个小的半日脉冲的出现和消

失。用肉眼看潮汐资料很难发现脉动的存在，必须采用高级的数学工具才能解决。

局地特征

奇特的局地潮汐现象是由于潮汐振幅和相位偶然组合而产生，图4.2描述了一种被认为是双低潮现象。在日潮潮峰之间（相隔24小时）有两个极端低潮，图4.5a上杰拉尔顿潮位线第300至350时之间出现的低潮，就是这种现象的实际例子。此外，在英国波特兰港（Portland），半日潮的双低潮潮谷也非常著名。

在澳大利亚南部海湾，人们谈论着躲闪潮。每当主要半日潮周期被一个全日潮周期所代替，这种现象便两周出现一次。躲闪潮是由于部分地区的两个主要半日分潮振幅几乎相等及其脉动而引起，但只有每两个星期一次，半日分潮才会相互抵消而仅留下日分潮。

这种局地现象的特征几乎到处都可以出现。涌潮或许是最壮观的，这是由于如同破碎波的潮汐所导致的。当潮波传入某些河流或河口时，它的抬升变得非常快，以致几乎成直壁的水体，以极大的力量赶上河水。英国布里斯托尔（Bristol）附近的塞文涌潮是在英语国家或地区中最著名的涌潮。亚马逊河的涌潮是一个使人畏惧的名胜，在一些地方，宽约千米，高达5 m的涌潮以6 m/s的速度，势如破竹地向上游挺进。然而，其中最著名的是中国杭洲湾的涌潮，它高达8m。中国人不畏艰险，利用涌潮灵巧地操纵着风帆舢舨溯流而上。

第四节 潮汐发电

超过4 m的潮差（称为巨潮潮差）通常发生在海湾、港湾和沿岸的局部地区。巨潮在所有海洋中的各个地区都可以看到。在大西洋，巨潮发生在不列颠、法国、巴西和阿根廷沿海岸，以及加拿大的芬迪湾。芬迪湾大潮时的潮高竟可高达15.6m，在印度洋，巨潮发生于坦桑尼亚和缅甸沿海岸区，以及澳大利亚西北部的金伯利地区，那里出现的最大潮高为12m，在太平洋，巨潮发生在阿拉斯加，加利福尼亚湾、暹罗湾和新西兰岛北部外海。巨潮还常出现在昆士兰海岸的一些地区，在那里可能是海岸与大堡礁之间一种共振假潮所表现出的结果。

在一些海湾，由于辐聚和共振的相互作用，使这种罕见的高潮潮差得到发展。当潮汐逐渐传入比较狭窄的海峡时，海水运动被压缩，从而引起潮高增大。最简单的一种潮汐发电想法是在海湾建筑水坝，并让其充满水（潮汐达到最大时关闭闸门），当具有足够水头的时候，发电站里的涡轮便能转动。

世界上潮汐发电站有两个，一个在苏联，另一个在法国西北部的拉兰西。拉兰西潮汐发电站自1967年建成以来，年平均发电量为65MW（图4.6），法国的经验证明，虽然潮汐发电比常规火力发电站节约部分燃料，但是它们不能代替常规发电站，理由是潮汐发电很难与用电的高峰要求相适应，因而在潮汐不能相互配合时，备用发电容量必须十分有效。法国电力公司利用多余的电力抽水进入拉兰西，以获得

更高的水位，从而使该站产生最大的电力。

其次，在芬迪湾和布里斯托海峡的塞文河河口也有潮汐发电规划。研究说明，这是一个比法国潮汐发电更加复杂的

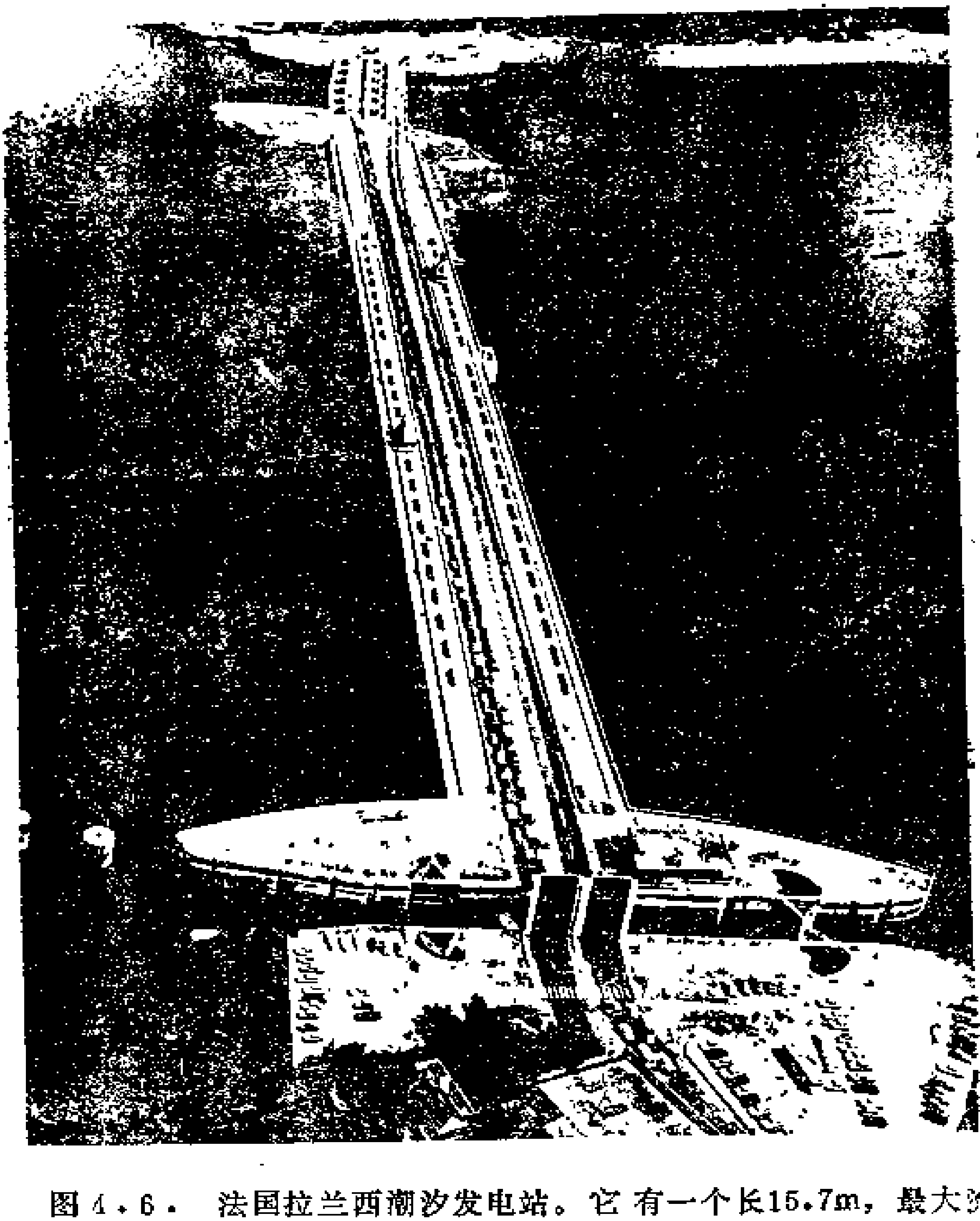


图 4.6. 法国拉兰西潮汐发电站。它有一个长15.7m，最大流量为1 360m^3/s的溢水道供四个涡轮机发电。

规划，它能够供给英国现在的用电需求量的百分之十二。另外，一般巨潮位置地处僻壤，建站困难，经济与效率都不合算，除非潮汐发电站发出的电量能纳入总电网，否则，它们发电的间歇性与令人烦恼的时间问题，将难以引起人们的兴趣。

潮汐能利用的另一种代替办法是象利用相应潮高的势能那样，利用水体流动的动能。巨潮潮差大的地方，通常也是潮流强大的地方，这就可以依靠水流的进出推动涡轮。

海图和潮汐表仅能提供巨潮港湾概况，对于粗心大意的船员来说，潮流还可能是一种危险。图4.7表示西澳大利亚布鲁姆港口一个潮汐周期内的潮流。

当进行一个潮汐发电站可行性研究的时候，必须做一个适当的潮汐系统模拟。关于制作潮汐模型的基本原理和实践方法问题将在第十二章详述。潮汐模型可以用混凝土做一个小尺度的物理模型，也可以做一个数学模型存入于计算机内。制作模型的主要问题是：巨潮取决于海湾或河口的形状，正是这点限制了潮波在水道的传播和潮汐振幅的增加。然而，建设一座坝或堰，必然引起海湾形状的改变，而这种变化应以不严重影响潮差增大为必要条件。一旦这些必要条件具备，就可以按第十三章叙述的那样进行项目的经济标准核算和工程环境评价。

第五节　长周期潮

表4·1列出了若干个长周期分潮。除了这些周期外，我们还可以加上由于月球节点运行而增加的18.61年周期，

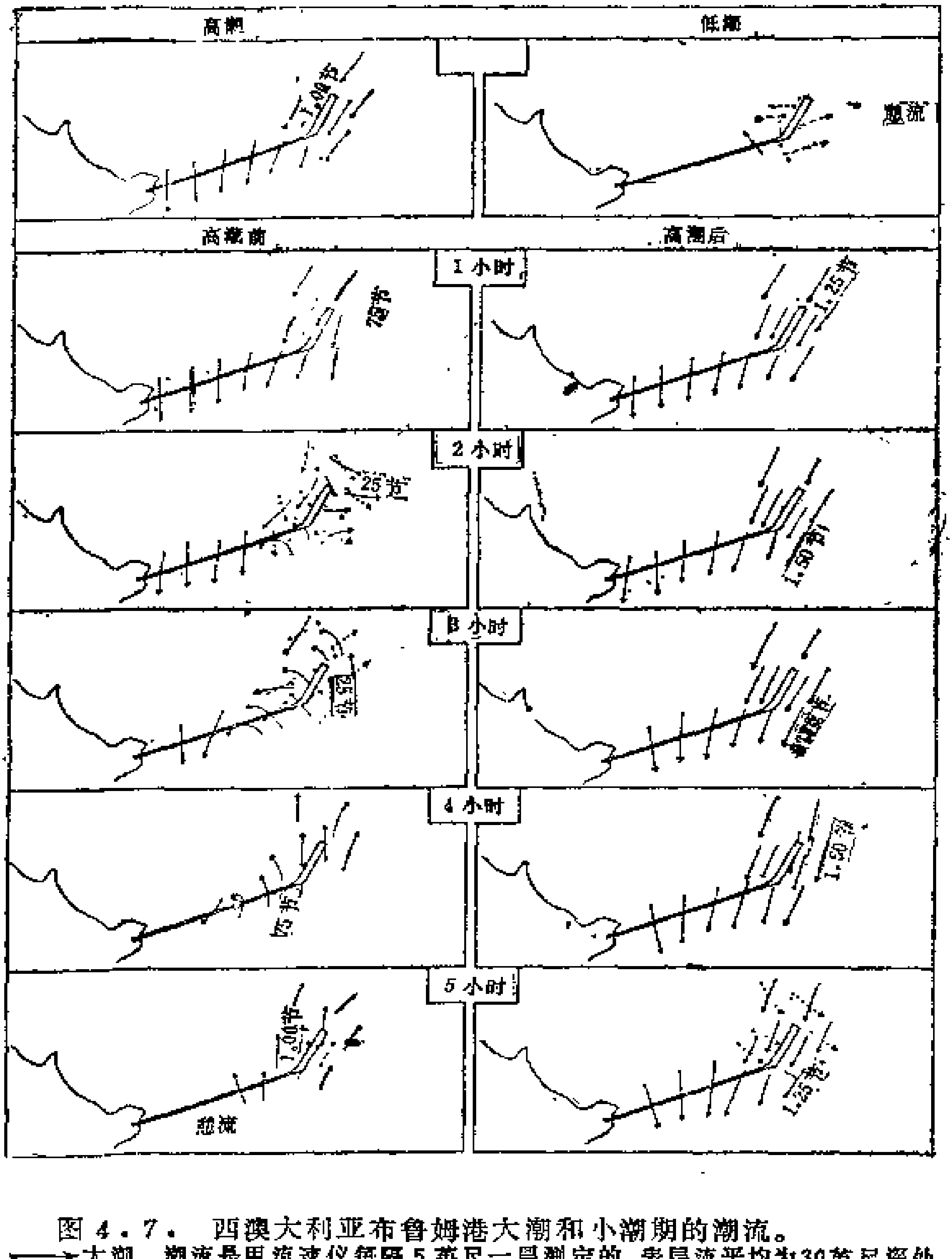


图4.7. 西澳大利亚布鲁姆港大潮和小潮期的潮流。

——→大潮　潮流是用流速仪每隔5英尺一层测定的。表层流平均为30英尺深处
……→小潮　流速的6倍，流速差在平均值中摆动，很少超过25节。大潮与小潮流速和流向仅此处才有较大的差别，其它情形下，小潮流向是相同的，但速度一般比大潮小50°/。

以及当天文组合达到出现最大限度的潮汐振幅时，所增加的1600至1800年周期。

然而，企图从海平面的观测中确定出这些长周期潮是不能得出圆滑的周期性记录曲线的。图4.8表示海平面一年的变化，由图可以看出，这并非是一条当太阳年潮 S_a 占优势时才发生的正弦曲线，而是不规则和多峰的。此外，在某个地理纬度 ϕ 下，S_a 的平衡振幅是 $0.48\left(\frac{1}{3}-\sin^2\phi\right)$(cm) 可是，许多地区沿岸已经记录到振幅为20cm的海平面变化。

海平面年变化的模式在任何地方都是相似的，但并不是各个地区的海平面年变化均相等。一般说来，这种年变化是由于气候和海水性质季节变化的结果。在加利福尼亚沿岸出现的季节性深层冷水团上升流就是一个例子。这种上升流是由季风引起的。在春夏季，风把表层海水吹离海岸，因而在该海区导致上升流，这时候海面变低。从海水性质来说，整个夏季上升流减弱，海水温度升高，海水体积增大（即密度减小），海平面上升。此外，季节效应还由于海面气压和盐度的改变而影响海平面的变化（例如由于大量河川径流注入面冲淡海水）。当然，这些因素在不同地区起着不同作用。

潮汐变化或许是海平面长期变化幅度最小的部分。在地质年代表上，记载有因气候的变化而导致海平面大规模波动的数字。在最后一次冰期（即晚冰期）期间，地球总的水体补给基本部分，多数被大陆冰川所固定，致使海水补给量减少，海面降低，并出现今天的大陆架。

有意义的是，潮汐是由于天体引力的作用而产生，现在，要更新一个有趣概念，就是非常长期的天文变化，同样也可以引起气候的变化。这种通常称为米兰柯维奇理论的概念

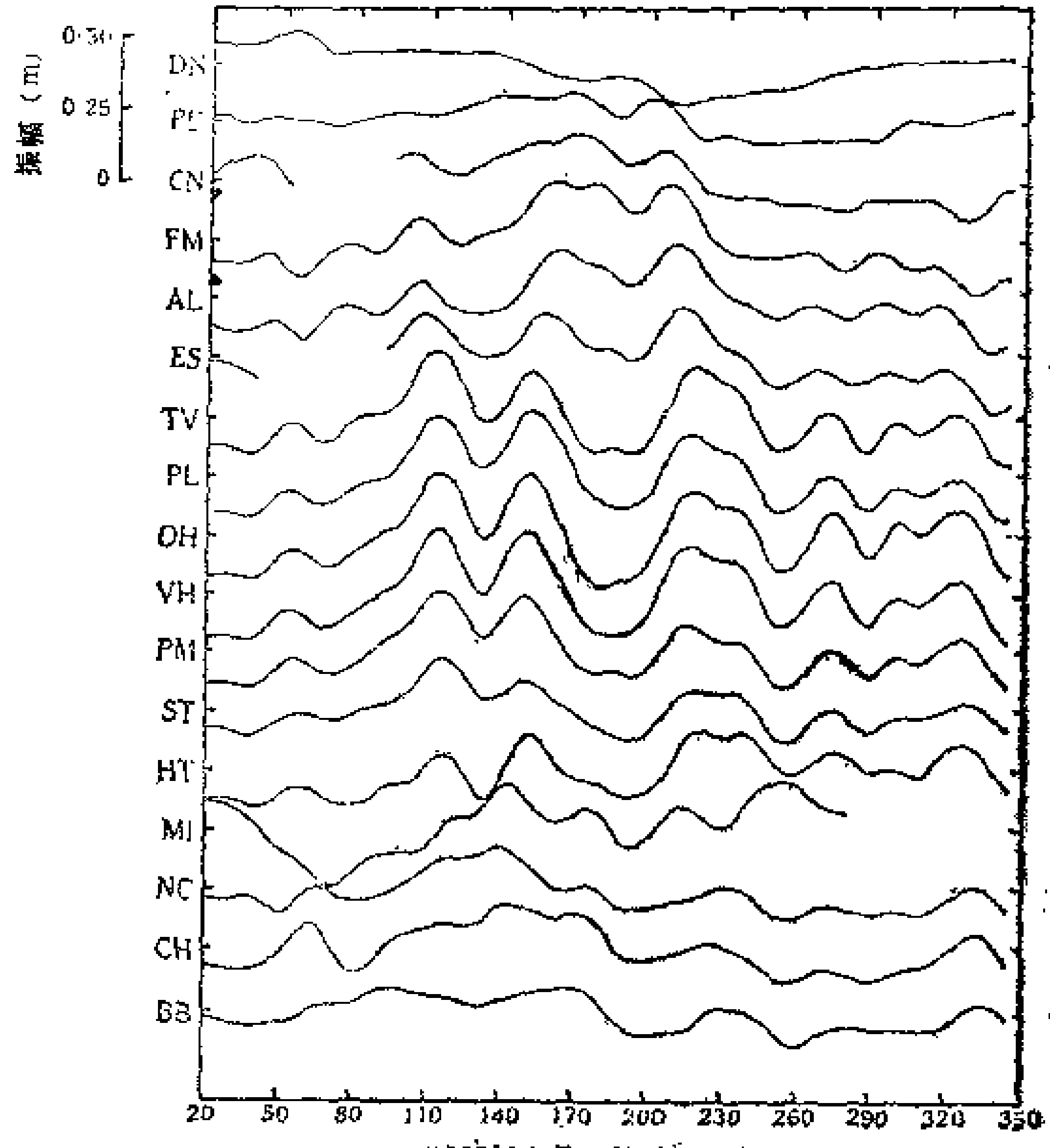


图4.8. 沿澳大利亚西海岸各站海平面的变化，包括达尔文(DN)、费里曼特尔(FM)、塞夫纳德(TV)、维克多港(VH)、霍巴特(HT)和科菲港(CH)。

常被用来解释各种冰期过后的现象。

第六节　内　潮

海洋内潮是指具有潮汐周期的内波(见第三章第七节)。它至少是由两种不同途径的表面潮汐波的作用而产生(图4.9)。当沿岸海水处在强烈分层状态时，在这些水层的分界面便直接引起内潮，在没有分层状态的海水中，内潮则是表面潮波通过突然变化的水下地形(如大陆架断裂带或隆起的海底山脉)产生，并向近岸传播。

大体上，表面潮的所有周期均能引起内潮，但是，事实上，只有很少几个占优势的周期与内潮有明显的关系。特别是主要的太阴太阳半日潮中的 M_2、S_2 和日潮中的 O_1、M_1、K_1。半日内潮占有表面潮能量的10—15%。

虽然，潮汐周期的内波有时候是“平滑”的，然面，通常要用水下仪器才能测量，其中有关部分将在第十一章进行阐述。在浅水区，广泛使用的深水温度仪获得了许多资料，但是近年来，内潮的测量主要使用海流计、热敏电阻和其他浮标仪器系统装置。当表面潮在深水处不能引起等温线的明显垂直位移时，潮汐周期的确定在温度记录中是清楚的，这也是探测潮汐周期的最好方法。使用流速资料是无法辨别出内潮与表面潮的各自份量的。

即使在完善的水温记录中，也需要精确的信号分析技术，才能分离出内潮分量(见第十二章信号分析导言)，因为这种信号经常受到许多本底噪音的干扰，当这种信号处理

法应用于海洋学资料分析时，发现内潮是间歇性的来回摆动。这种间断性的振动是内潮显著的特征之一。

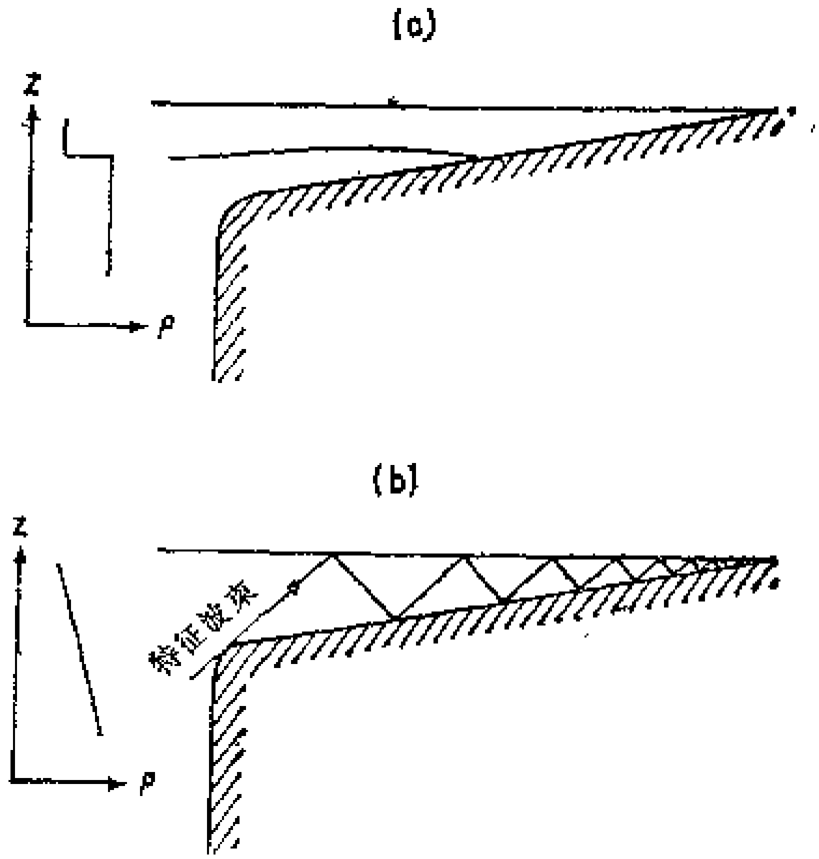


图4.9. 在(a)强层化缓斜海岸及(b)弱层化陡斜海岸下，向岸内潮波的产生和传播略图。

当内潮（或内波）遇到海底峡谷时，便引起异常强大的海流。海底峡谷是大陆架上下切的深长裂缝，它有时会延伸到海岸。在图2.3中，绘出了海底峡谷的等深线及表面波在此反射的情形。然而，一个内波或内潮受海底地形的影响比较少，当谷中海水处于分层状态时，内波还会透入峡谷。那时，处在峡谷外的那一部分内潮将产生一个力，从而加强峡谷里的内潮。这样，在海水强烈分层的地方就会引起强大的海流，它们对水下管线是一种严重的威胁。

第七节 沿岸带

沿岸带是包括高潮位以上的激浪溅水区在内的、高低潮面间（即潮间带）的面积。这个名称来自拉丁语 litus “近岸”，并带有生物学的涵义，它习惯于用来描述大陆边缘外侧海底所有生物的活动，但是，现在这个外侧区域称为潮下带。

沿岸带是一个极好的生物区，它能维持某些特殊植物和动物完全适应它的环境，尽管砾石沙滩似乎很贫瘠，但是这些沙滩和岸边岩石都是水生生物较好的栖息场所。所以，大量生物在这些海滨生存繁殖，并为占据这样的生活环境而互相进行激烈竞争。为数众多的种群说明这里饵料供给十分充裕，其来源是多方面的，其中包括营养盐，海洋的浮游生物及岸边的藻类等。

对于岸滩生物来说，产卵是它们的特殊问题和头等大事，这对于裸露在运动着的水体及空气中而需要延续后代的生物尤为重要。水温，对大多数的近岸生物（并非全部）及产卵时间来说都是最重要的因素，产卵通常在春季及初夏进行，那时，水体到处都有微小的植物体（浮游植物），成为新孵化出来的幼体的理想饵料。澳洲白刺鱼（*Leurethes tenius*）为一种生活在近岸的动物，它有一套适应潮汐的产卵行为。在每年 3 — 8 月的产卵期内，雌性鱼每隔两个星期成熟一次。因而，产卵也就每两个星期进行一次，而且使其产卵、孵化的三、四个晚上，刚好与大潮的时间神奇地相配合。

寻找产卵的场所在晚上进行，而且也仅仅是在第二天潮位比前一次小的晚上进行，这种行为一般在转潮后一个小时内发生。此时，白刺鱼随着潮水爬上沙滩，雌性鱼迅速挖掘洞穴，并把尾巴伸入约为躯体一半深的沙地上排卵，为使卵受精的雄性鱼则卷缩地陪伴在它的身旁，整个产卵过程大约为半分钟。淹没在高水位下的卵，被随后而来的较低潮位深埋在温暖而潮湿的沙地上。

14天后，大潮的潮水重新淘挖开沙地，并迅速地把孵化出来的白刺鱼重新送回大海。因此，该鱼与潮位间的非常精确的配合，保证了在白刺鱼的产卵过程中进行独特的繁衍。如果在相应的大潮间隔中卵不能成熟，白刺鱼可以在一个比一个大的潮位中去产卵。这就导致了在卵达到成熟之前从沙地中被淘挖而冲回大海。同一道理，如果白刺鱼在任何一个转潮的晚上产卵，所产的卵同样被冲入大海。后一点倒不必担心，因为除非退潮，否则鱼并不游上岸滩。

在对岸滩的任何环境评价中都应该考虑到类似的稀有事件。白刺鱼的行为已被很好地记录下来，因为在斯克里普斯海洋研究所门阶上表演的这种鱼是和善的。在世界僻远角落里，少见而未加证明的情形同样存在着，为了防止违反这种可能性，环境规划专家应该利用当地的资料和对某种生物栖息的民间传说，联系过去的科研成果及本人的研究来进行工作。

第五章　海 水 组 成

第一节　导　言

海水是一种溶解有各种矿物、元素和盐类的复合液体。事实上，所有已知的稳定元素在海水中都存在，尽管其含量有时十分微小。因为水是氢及氧的化合物(H_2O)，两者都是最丰富的元素。绝大部分溶解盐由氯化钠 NaCl（食盐）组成，氯化镁、氯化钙、氯化钾及碳酸盐也占相当比例。在多数的海洋里，各种盐类间的比例是恒定的，然而在某些海岸区，有时候这种恒定比例可能被破坏。河水与海水的盐分组成不同，所以河口附近的岸区各种盐类的比例也不一样。

重要的流体静力学参数是水体的密度 ρ 和水压 p，通过流体静力学方程可以得到这两个变量的关系：

$$p = \rho g z \tag{5.1}$$

式中：g 为重力加速度，等于 9.8m/s^2，z 为水的深度，单位为m。典型的海水密度约为 $1.025\times10^3\text{kg/m}^3$。因此，深度增加 1 m，压力便增加约10000$p_a$，帕斯卡为标准的国际单位系统(SI)中的压力单位，等于每平方米 1 牛顿。海洋学家常常使用与米几乎具有同等意义的分巴（1 巴 = 10^5帕），并且，由于没有一个方便的国际单位术语可以包括10^4p_a，因而海洋学界强烈抵制完全采用国际单位制。当然，许多老海员还怀念着英寻（1 英寻 = 6 英尺 = 1.829m），因为在他们用绳索测量海水深度时，是以张开手臂的长度来计算的。

水的温度和溶解盐的含量是影响密度最重要的因素。由于精确地测量水的温度和盐度比较容易，相反，在海洋测量工作中要精密确定密度相当困难，所以进行海洋或河口调查时，盐度和温度是必须进行测定的两个基本物理量。我们将看到，它们不但能提供自身正确的有益的信息，而且，把它们合并起来计算海水密度，然后动力学家就能计算出水流的特征及其稳定性。最后，可以通过对水流的直接测量来加以检查。

第二节　　密　度

纯　水

纯水在 4 ℃的准确密度是每个立方厘米 1 克，或每立方米1000千克，这是纯水所能达到的最大密度。如果水受热，其密度将减小，象在一个深的平底锅里加热一样，热水将对流到水面。如果水温变冷并低于 4 ℃，其密度也将减少，这时冰块飘浮于表面。

密度的微小变化，已经引起海洋学家的注意，并建立了下列关系

$$\sigma = \rho - 1000 \qquad (5.2)$$

式中 ρ 是以 kg/m^3表示的密度值。这样，对于密度$\rho = 1025.03$ kg/m^3，则 $\sigma = 25.03$。

σ 称为附加密度(density excess)，或称克努森(Knudsen)参变量。符号和术语的确切含义，当前在海洋学界仍然争论激烈，因此，要精确地说明密度的定义就必须明确其应用的限制。就大部分工作来说，方程(5.2)更为合适，而且，近岸

海洋学中的 σ 和深海海洋学中出现的 σ，是一致的。

比容是密度的倒数($1/\rho$)，它在理论计算中更方便。若海洋密度变化不大，比容变化也小。例如，当$\sigma = 25.03$，则比容为$0.97558 cm^3/g$，或$9.7558 \times 10^{-4} m^3/kg$。

咸　水

假定温度保持不变，则海水密度随着盐分的增加而增大。许多海洋学著作都有附加密度或比容的计算公式（也就相应于一个易于选定的参照值的比容的偏差）。目前，还没有一个单一的公式以便从所有的盐度、温度和深度值中正确地计算出那些参量，因此，人们只有根据实验室测定的结果编制成表格查得。

关于一些有特殊意义的盐度和温度，其附加密度或比容的数学公式，通常是根据二次或高阶曲线拟合。如果要计算河流或河口水的密度，使用上述公式所得的结果，总的说来是不准确的。另外，在多数情况下，我们关心的是个别密度值的微小变化，此时，直线拟合是一个合适的逼近形式。

水中的盐分显著地影响着水的性质。盐溶液的最大密度发生在水温 4 ℃以下，盐分的存在会降低冰点，这就是加拿大人冬季时在路上撒盐的原因。图5.1表示盐度增加时，水的冰点与水的最大密度的温度之间的关系。当盐度为 24.695‰和温度为 -1.33℃时，有一个交叉点，这就获得了高盐水与低盐水结冰模式的重要结果：

(1) 低盐水（湖泊、波罗的海）

在低温下，4 ℃左右，水体发生垂直对流，较冷的水向底部下沉，直到整个水体在该温度下达到最大密度为止。如继

续冷却，则最上层的水变轻，下沉现象停止，接着迅速变冷，并在表层结冰。

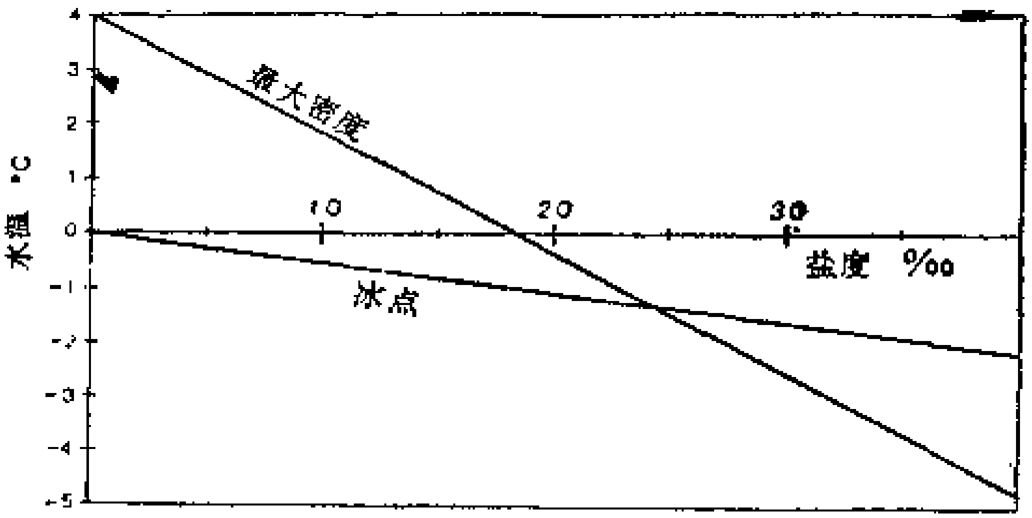


图5.1. 最大密度的温度及冰点下确定的盐度。盐度为 0.025 处的交点，表示海水冰点特性的改变。

（2）**高盐度水**（S＞25‰）

在这种情况下，对流继续进行，直至整个水柱达到结冰温度，整个水柱随即结冰。由于要把4 000m 深的海水冷却至结冰温度需要放出大量的热量，因此，这种结冰类型一般只出现在北极和南极的浅水区域。

第三节 垂直温度

随着水温的增加，密度减少，因此，人们将期望在表层之下找到比表层较冷的水层，确实如此。然而，由高温向低温过渡，并非人们想象的是平滑地逐渐下降。事实上，风作用在水面上可以产生混合层，而它的垂直方向上的温度几乎是恒定的，这种混合层能够从表面伸延到20—200 m 的深度。

在此混合层以下，又有一个500—1 000m的水层温度迅速减少，再往下则是一个温度变化十分缓慢的深层冷水区。

上部暖水混合层和底层冷水之间比较急速过渡的水深间距称为温跃层。事实上，上层水体的温度分布是由许多小温跃层组成。低中纬度地带在200m—2 000m之间的水深中始终有一个与众不同的温跃层，人们把它称为做主温跃层或永久性温跃层。在沿岸海水中，这种温跃层十分罕见，只有在上升流出现时，由于深层冷水上升，温度相等的面——等温面出现向上的倾斜。有关上升流问题，将在第七章作详细论述。

第四节　盐　度

海水的盐度在状态方程中是重要的一项（公式把密度、温度和盐度联系起来）。假如海水化学成分仅仅是由一种盐类（即NaCl）组成，那么，用单位纯水重量所溶解的盐重来定义盐度问题不大。然而，实际上海水是多种不同盐类的混合体，其最显著的性质是，海水的离子构成实质上是相同的（如表5.1）。倘若附近没有大河流注入，无论何时何地它们占有的比例都是恒定的。海水离子构成的显著恒定性，是在世界各大洋中都发生连续高效混合的证明。

最初，盐度是以氯离子浓度为基础，利用硝酸银滴定确定，因此，在历史上盐度曾规定为氯度的1.80655倍。1979年末，这种盐度的确定方法已不再沿用，而是根据海水的电导率、氯度、盐度和密度之间的相互关系提出了一个新方法，这就是现在被正式称作的实际盐度，提出这个概念的

目的是为了把它与绝对盐度，即海水样品溶解物质量与海水样品量之比区分开来。

表5.1. 海水离子组成（据重量）

离子	符号	海水%
氯	Cl^-	55.04
钠	Na^+	30.62
硫酸盐	SO^{--}	7.68
镁	Mg^{++}	3.69
钙	Ca^{++}	1.15
钾	K^+	1.10
碳酸氢盐	HCO_3^-	0.41

实际盐度是指如图5.2中绘制出的盐度标尺上的标度。图中的标度是根据标准海水在温度为15℃和标准大气压下得出，其中，电导率等于1 000克溶液中含有32.4357克氯化钾的标准氯化钾溶液的电导率。这个特殊的标准海水样品取自北大西洋，通常称为（哥本哈根）标准海水。它的氯度为19.374×10^{-3}，并认为是一个实际盐度值，精确地等于35×10^{-3}或35‰。

在电导率的单位里，盐度为零的纯水，其相应的电导率也为零。可是，当实际盐度为35‰，在15℃时其电导率，每米为4.29 S，或在0℃时每米为2.904 S。

盐度分布

在世界海洋表面，盐度分布几乎完全被全球降雨控制。在多雨而少蒸发地区，例如热带地区，低盐度的的表面是由于雨水的稀释作用所致。少雨区，即位于纬度20—40°的亚

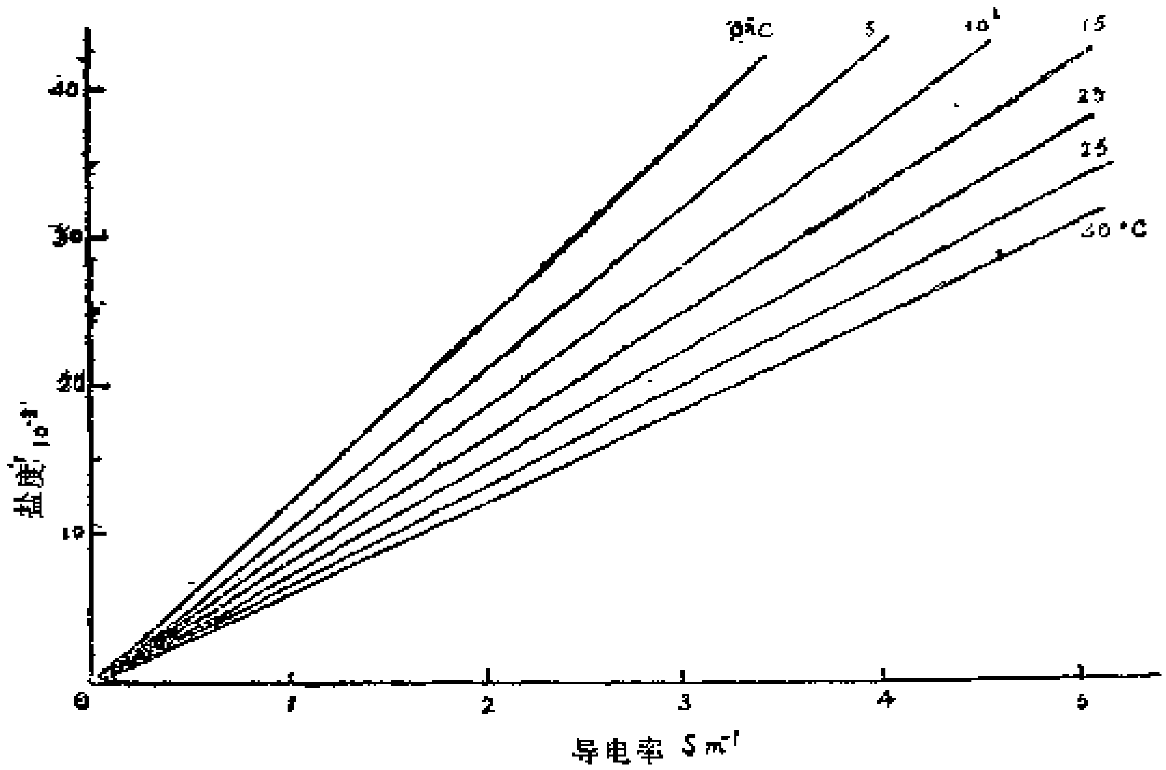


图5.2. 以温度为参数的导电率与盐度相关的实际盐度换算图

热带高压区，具有高盐度的表面乃是由于表面水分的显著蒸发作用所致。

盐度在垂直方向的分布是可变的，这是密度控制水体垂直方向的分布的结果。低密度水总位于高密度水之上。

按粗略估计，盐度增加1‰，所产生的密度变化与温度降低4 ℃的效果相同。通常近海的海水盐度变化范围较小，所以密度主要受温度制约，河口区的盐度则受咸水和淡水剧烈变化的影响，这又称为盐跃层，在温度变化剧烈的地方叫温跃层。一般，盐跃层和温跃层亦被视为密度跃层，因为这个地区密度变化也是剧烈的。

密度跃层既可为温度跃层，又可为盐度跃层，或同为两者的结合。只有在两者结合的情况下，应用密度跃层

才有价值。相反，在特殊环境下，也可以存在这样一个区域，在该区中既有温跃层，也有盐跃层，但没有密度跃层，它常发生在两种具有相同密度而温度和盐度都不相同的水体相会的时候。由于热量和盐分各以不同速率混合，界面的混合过程是复杂的，这将在第八章第二节详细讨论。

温—盐　图

来源于某一特殊区域的水具有其独特的盐度和温度，这种情形即使在水体运动中也趋于不变。极地水体的温度和盐度较低，中纬度中则有高的盐度。由于热和盐的扩散都十分缓慢，因此，这种性质能够用作次表层水的示踪物。

水团通常可以用绘制温度和盐度图（亦称 TS 图）的方法来确定。这种图绘出了从底层到顶层所有水团的温度和盐度。在图5.3 中至少有三种类型的水体存在：温暖的低盐水（热带表层水），温度约28℃，盐度为35‰；较冷的高盐水（大西洋中心水团），温度约18℃，盐度35.6‰；冷的低盐水（亚北极水），在底层附近的温度为 6 ℃，盐度为34.7‰。假如这些不同水团中没有扩散和混合，则 TS 图将由三个孤立的点群组成。实际上，混合和扩散导致了图5.3 的曲线类型。

此外，TS 图至少还有两种用途：首先，TS 图提供了在一定温度和盐度状况下确定σ值的图解法（如图5.3 所示）。σ 等密度线的形状（等密度连线）呈曲线，且曲线凸面朝向 T 轴。其次，TS 图对资料的检验十分有用，分布在上述 TS 曲线以外的任何点子几乎可以肯定有错误。可疑的数据点在图5.3 中框以方格。

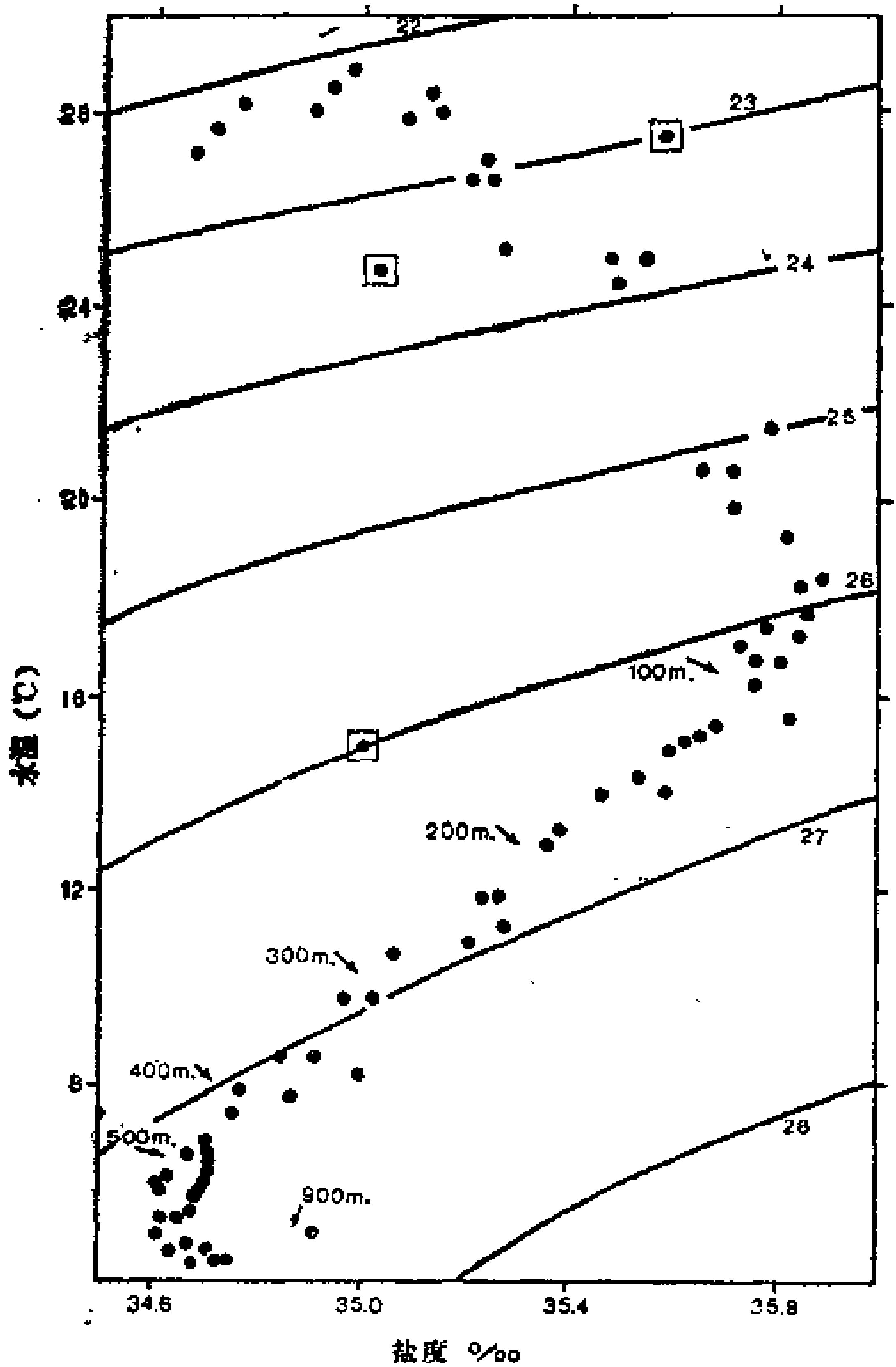


图5.3. 西非加纳海岸水体的TS图。可疑点框以方格，实线为相应于固定密度值的等密度线，线上标出σ值。

混 合 下 沉

σ 等密度线在 TS 图上是一条微微向下弯的光滑曲线，并且斜向坐标轴（图5.4），因此，当两种不同盐度和温度的水同时存在，并具有相同密度时（图5.4 中的A点和 B点），其混合情况可用 TS 图中 A、B 点连线上的 C 点来代表。如果它们以相同的比例混合，则混合点为 C 点。

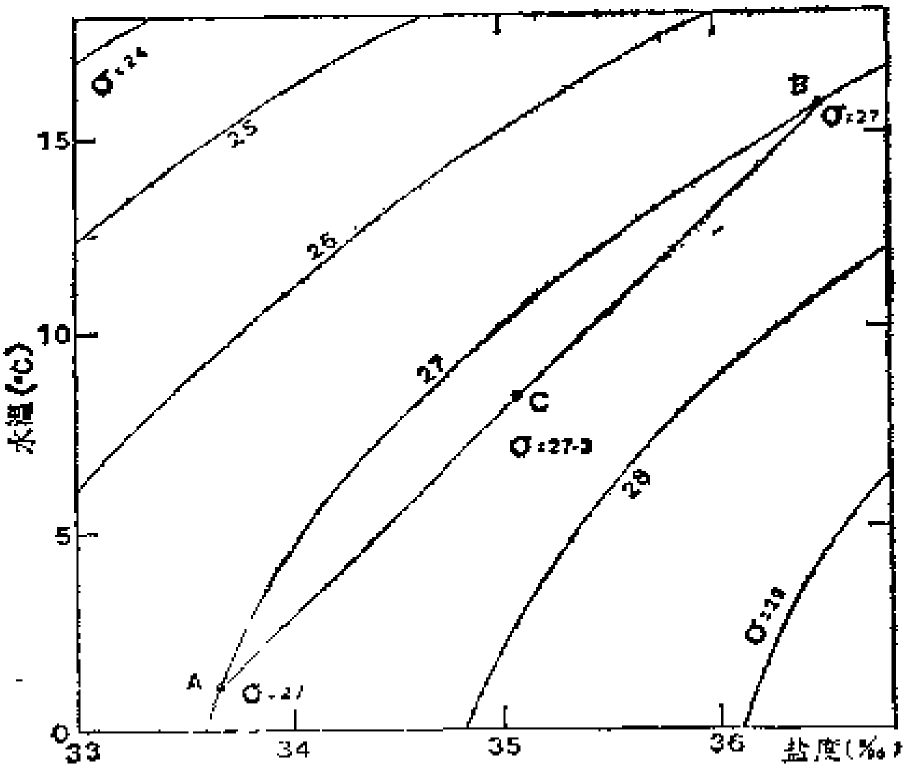


图5.4. 混合下沉是一种由两种等密度水（A 和 B）混合形成较大密度水（C）而产生下沉的过程

由于所有连结 A、B 的点都落在等密度线 σ 的凹入一侧，所以，混合体的密度和重量均比混合前两种水稍大，且趋于缓慢下沉。由此而产生的下沉称为混合下沉，我们应注意到发生混合下沉的地方，它必将助长与维持两种不同水体

的连续性，从而在两种水体间形成一个急陡的锋面。

第五节 溶解气体

海面上的破波能使海水吸收二氧化碳和溶解大气气体，气体中主要的是：氧（O_2），占大气的21%，氮(N_2)，占大气的78%；二氧化碳（CO_2），占大气的0.03%。

溶解氧（DO）提供水生生物系统生存的氧气，鱼类有一个特殊结构的鳃，能从水中提取氧。水中氧的溶解度取决于盐度和温度。在图5.5中可以看出，通常溶解氧的范围是7×10^{-6}—14×10^{-6}（每千克水所含氧的千克量）。热水含氧较少，这正说明锅里的水受热会产生气泡的原因。

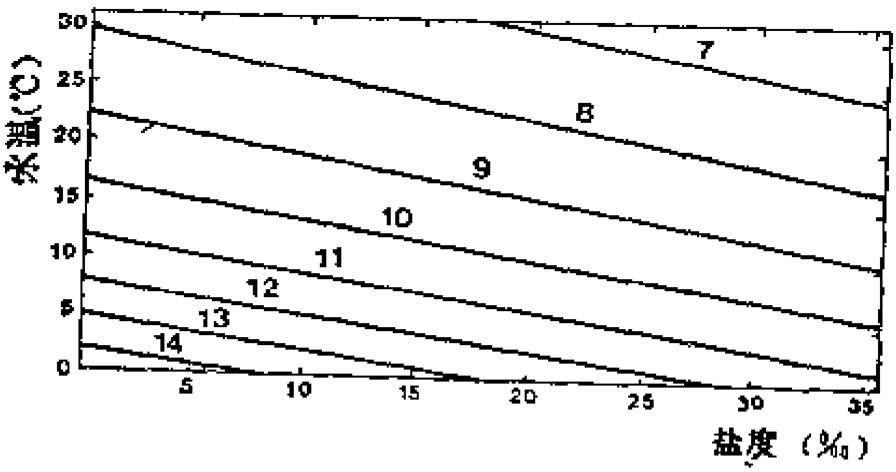


图5.5. 以水温和盐度为函数的水体溶解氧饱和量。单位为每千克水中之氧毫克量。

水既可以形成比图5.5所示的溶解氧更大的过饱和量，又能形成比其小的非饱和量。空气及静止的水体最终达到平衡的这个量称为饱和的溶解氧含量。激烈的搅拌使水的溶解氧达到过饱和含量。但是另一方面它又扰乱了实验室准确

测定氧含量的结果。1955年曾有一系列的实验报告（曾被广泛地引证）声称，他们的结果与图5.5为基础的实验结果之间有很大差别。后来的工作则进一步证实了经典实验结果的正确性。

然而，天然水的过饱和现象实际上是由于植物光合作用的结果。这是一个把二氧化碳转化为氧气的过程。在有太阳光照的地方，中午的时候，在植物生长茂盛的海区，如河口区，溶解氧达到最大值，而在晚上则是最小值。

饱和度的偏差可以用饱和度的百分率表示：

$$饱和度(\%) = 100 \times \frac{DO}{(DO)_s}$$

这里，DO为实测量值，$(DO)_s$为理论饱和量值。另一方面，耗氧量或者表观氧气消耗量（AOU）定义为：

$$AOU = (DO)_s - DO$$

在4 ppm以下的溶解氧的最小值是由于环境因素影响而产生的。它们多出现在污水或高生化需氧量（BOD）污染的河口，以及导致高细菌作用的水域中。由于细菌能够迅速繁殖并达到巨大数目，因此，水中氧的衰竭速度远比植物或大气补充氧的速度要快。一种定量测试方法叫做BOD-5，这是在适当的细菌"种子"腐烂过程开始以后，在20℃的水样中培养5天之后进行处理而定量测定的，一般说来，BOD-5量值比5×10^{-6}（5 ppm）要大，说明污水中，由于少量的水在这个量级下能够维持溶解一些氧，并供给水生生物。至于将低BOD值的水直接排放到海里则问题不大，因为多数的淡水细菌，到达海之后不久便会死亡。

溶解于水中的氮，似乎并不是随生物的变化而变化，因此，被认为是水中的一个保守元素。但是，在不正常情况

下，由于氮的诱发会使鱼类遭致疾病，幼小的大鳞大麻哈鱼在含氮量为127%的饱和溶液中会致死。这种情况发生在大坝或发电站向深水池排水的溢水口里。

在饱和溶液中，溶解氧和溶解氮的浓度服从亨利定律。这个定律，在温度和盐度保持恒定的条件下，一种气体的溶解浓度与该气体的分压成正比（把这种比例转变成大气压）。亨利定律中的比例常数称为饱和系数，例如在0℃的淡水中氧的饱和系数为6.93×10^{-10}/Pa。依照亨利定律，在标准大气压[(101.3×10^{3}Pa千帕)]下溶解氧的饱和量是

$$\underset{A}{[6.93\times10^{-10}]}\times\underset{B}{[0.21]}\times\underset{C}{[1.01\times10^{5}]}$$

式中：

A——饱和系数，

B——在大气中氧的百分比，

C——大气压力，

$B\times C$——氧的分压。

计算结果至少取小数后三位，那末有14.7×10^{-6}，同图5.5的曲线相一致。

溶于海水中的二氧化碳不符合亨利定律，它发生复杂的化学反应，从而有助于生成碳酸盐。测定自然水体二氧化碳的标准方法是测量pH值，也就是直接测定水中的酸碱度。纯水的pH为7，低于7的为酸性，其值越小则酸性越强；而大于7的呈碱性。

表层海水的pH值十分稳定，通常在8.7—8.3之间，并与盐度有直接关系。从图5.6中可以看出，海水中主要以碳酸氢盐的形式存在。在浅海区和礁盆中，pH值变化大些，植物吸收二氧化碳，pH值升高，而生物的呼吸则具有相反

的效果。河口湾pH值的大小取决于注入的河水，而河水又

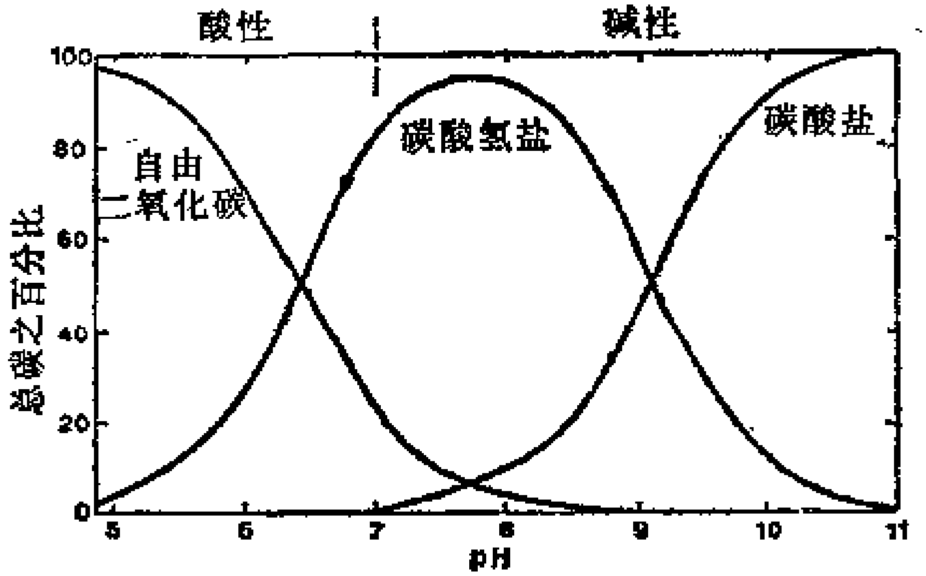


图5.6. 以水体pH值为函数的溶解二氧化碳(CO_2)、碳酸氢盐(HCO_3^-)和碳酸盐($CO_3^=$)百分比。

取决于入海前所流经的地区，以及河流流量和生物的活动（这些会影响空气和水的混合，以及气体在水中的状况）。

水流挟带的胶体悬浮腐殖质略呈酸性，与海水相遇即凝结（称为絮凝作用），pH值便趋向碱性。得克萨斯的东部海湾，由于有流经富含有机物的盐沼地的河流注入，故在夏季，pH值从该湾内的（ ）到接近河口（由该处流入墨西哥湾）的7.8。在同一时期，墨西哥湾水流的pH值为8.0。高酸性河流主要出现在低沼泽地或潮湿地带，也出现在排水困难的砂质“平坦林地”（flatwood）。或出现在某些特殊条件下，例如含硫温泉水的酸性也大。通常这些水流略带褐色，且只能生长比较耐瘠的生物群。

就全球环境而言，海洋对二氧化碳的吸收是十分重要的。有大量的资料证明，自1958年以来大气中二氧化碳含量

已经由3.15×10^{-4}增加到3.33×10^{-4}。这种稳定增加的原因，首先是来自为了满足世界日益增长的能量需求而燃烧的煤和其他矿物燃料；其次，是由于大量的热带森林遭到破坏，导致树木利用二氧化碳进行光合作用而产生的氧气量减少。

令人担心的是，不断增长的大气中的二氧化碳含量，将会导致全球气温升高。如果这种情况变为现实，并使冰帽融化，结果必定是海平面上升，世界上所有沿海城市将遭到毁灭。然而，这种情况发生与否，很大程度上取决于海洋吸收大气中超量二氧化碳的能力。如果海洋是一个充分混合的贮水器，并且能够和大气保持平衡，那么，增加的二氧化碳亦能为其所吸收。应当指出，作为整体的海洋，对大气中二氧化碳变化的影响是十分缓慢的，这主要是因为海洋的混合速度太慢之故。

第六节　营养物质

生命赖以生存的是碳、氧、氮和磷等元素和水。氮是以氨基酸形式被利用。氨基酸存在于蛋白质之中，而磷则以化合物形式如ATP（三磷酸腺苷）被利用，它对有机体内能量的转换十分重要。海洋中，这些组成元素均以溶解状态的碳酸氢盐、磷酸盐和硝酸盐的形式存在。

所有的海洋植物都依赖于光合作用。它们吸收大气中的碳，并固定贮藏于植物组织之中。海洋植物既需要光和二氧化碳，同时也需要足够的水分和营养物质。在光合作用中，营养物质的需要量取决于植物组织的密集度。上述考虑所提出

的光合作用，可以用如下的化学方程式来表达：

$$106CO_2 + 90H_2O + 16NO_3 + 1PO_4 + \text{能量}$$

（二氧化碳）（水）（硝酸盐）（磷酸盐）（光）

$$\longrightarrow 154O_2 + \text{原生质}$$

据粗略估算，利用5.40×10^9J（焦耳）光能可以产生3.258kg的原生质，而它的各组成比例为：106碳，180氢，46氧，16氮，1磷。当这个原生质燃烧时，放出5.4×10^7焦耳的热能。

碳、氮和磷等可以在距离海面数百米处从溶解状态中提取，这里有充足的阳光进行光合作用，称为透光带。除了河口附近或上升流区之外，近岸区海水中的溶解营养元素势必被耗尽，因为这些元素能被“固定”在植物内。上升流区则能将沉积于底部的有机腐殖质改造成营养物质。面河流又可以从溶解的腐殖质中带来营养物质。

近数十年中，河流携带来的营养物质不断增加。例如，都市化扩大，污水量增加，导致了河流携带的营养物质增加。农村的河流则与此相反，“绿色革命”带来了肥料的滥用，过量的肥料随暴雨流入河道。这样便出现两种情形，如果施用尿基肥料，则河流会出现高氮量；如果施用磷肥，则河流的含磷量增加。在第十章里我们将谈到，这种大荷量的营养物质将导致河口出现富营养化问题。

尽管碳、氮、磷之间比率的平均值C:N:P＝106:16:1是典型的，但是在浮游生物硅藻中，它们的变化还是相当大的。自然生长的水生植物的氮磷比率与它们生存中的水的这些元素的比率相似。此外，它的氮磷比率与浮游动物的比率也十分相似。所以要发展动植物就要最大限度地利用这些比较珍贵的氮磷营养物质。

第七节　河　流

我们已经注意到，在不受河川径流影响区域的海水中，离子组成通常是恒定的，但是，在表5.2中可以看出，河水的主要离子是碳酸氢盐，它在各个地区间的相对比率差别很大，主要取决于冲刷进入各河流里的土壤性质。受河流强烈影响的沿岸海区，实际盐度的定义（在表5.1中已经举例说明）是无效的，在这些区域中，用电导仪测定导电率，还能比较清楚地保持传导率的大小。例如，联合国世界卫生组织（World Health Organisation）规定饮用水标准的最高盐度为0.083s/m。

河水一般在河口与海水相遇（见第十章），并在河口形成十分复杂的环流。环流取决于河水的密度及水量，两者均随季节而变化。环流同样可以确定营养物质的分布状况，由于从陆上流出的营养物质丰富，因此，海湾、河口和近岸水域的海洋生物远比海洋中部丰富。

应该注意，前面已经提到，那些过剩的营养物质在河口被絮凝沉淤下来，同时导致浮渣型的藻类大量繁殖。然而，在建有水坝控制的河流区，表现则完全不同，海岸营养物质的补充甚至到达穷尽的地步。少量污水流入这样的沿岸水域也可导致生物的增加，这是指接受水体生物品种的增加，并且是根据生物体的数量、浮游生物和鱼的种类的数量来计算。当然，生物增加的关键取决于排出水的水质和数量，如果水的毒性太大，或者数量过大，生物繁殖就会衰退。

特大流量的河流将在近岸海水中扩散成淡水羽状流，如

表5.2. 世界河流水的离子浓度（mg/l）

河　流	Cl	Na	SO_4	Mg	Ca	K	HCO_3
全世界	8	6	11	4	15	2	58
北美洲	8	9	20	5	21	2	68
南美洲	5	4	5	2	7	0	31
欧　洲	7	5	24	6	31	2	95
亚　洲	9	5	9	6	18	2	79
非　洲	12	11	13	4	13	0	43
澳大利亚	10	3	2	3	4	2	32
海水(g/l)	19	11	2.5	1	0.5	0.5	0

亚马逊河把$0.2\times10^6 m^3/s$的淡水输入海洋，这样在其右边便会产生强大水流，而且河水支配了亚马逊河河口的近岸环流。观察亚马逊河的羽状流和流入大堡礁泻湖的伯德肯（Burdekin）河的羽状流，可知，羽状流不是均匀扩展的，而是形成一个孤立透镜状的较淡的水层。在亚得里亚海中，季节性的环流受到从博河（Po River）以及意大利和南斯拉夫排出的水流的强烈影响。

第八节　水　质

废水处理绝不应该影响近岸水的利用，甚至在沉重的工业和都市化压力之下也不能例外。为了保证做到这一点，一个海岸带的管理人员应当确定什么是合理利用。在进行这些工作的时候，需要权衡政治、经济、社会和科学等因素，而且在完成这个工作之后，应能对给定排放量定出一组水质标准。当给出一些正规的和可行的标准之后，水质标准就成了

水质规范。

有两种可能的方法：一种是规定排放标准，因此要坚持配备适当的污水处理；另一种是规定受纳水体的标准。所有这些都要考虑到局部混合区内各种各样的决定因素（例如，透明度、温度、生物耗氧量等），使浓度稀释以达到标准。

显而易见，这种过程是由当地条件而定，要给出一个唯一的、普遍可行的、优良水质定义的参数是不可能的。工业区的水质标准与都市的水质标准也不同。如果进一步掌握了受纳水体对特殊输入因素的反应知识，可以将原水质标准相应地作合理的、可行的修改，或者采用新的标准。

表 5.3 的圆圈表示在西澳大利亚州首府佩思的主要沿岸工业区科克本海峡的海水有利用途与水质标准的相互关系。由于州政府特别希望这个工作区能保持适合于渔业、游泳、游艇和商业船舶的活动，曾委托进行历时三年的深入细致的研究，对最敏感而有利的用途，提出了表 5.4 的水质标准。然而，一般来说，使用机率形式来表达水质标准更好，即均值，或中值和二阶值（它在时间的高百分比中用到）。使用这种机率形式的标准，比起要求污水处理系统在设计中符合“只有一次生命”（Once-in-a-life-time）的事件更合理。

尤其值得注意的是重金属，因为贝、虾类和软体动物在海洋生活过程中，具有富集重金属于自己内部组织的能力，因此，把娱乐或商业性生产的蚝场与化学污染的水域划分开来是十分重要的。尽管某些小量的痕量元素对于人类健康是必要的，但是另一方面，铅、汞和镉本身都是危险的。自然界并不存在金属镉，而仅仅作为食物的贝虾类从炼锌厂附近的水中富集起来的镉远超过了可被忽视的数量。另外，重金属

表5.3　　水质要素与有利用途的相互关系

水质要素	用						途	
	风景	海味加工	工业冷却用水	航运	水上娱乐	鱼类活动	甲壳动物、鱼和软体动物食料	保护水生生态系统
漂浮油类	×	○	○	○	○	○	○	○
悬浮和沉淀固体	×				○			×
色、味和浊度	○				×	○		○
细颗粒固体		○	○			○	×	○
光透射	○				×			
沙　坝*						×	×	○
水　温	○	○				○	×	○
pH		○	○	○	○	○	×	×
烃		○				○	×	○
盐　度		○				○	○	×
溶解氧		○				○	×	○
砷和重金属		○				○	×	○
农药、聚氯联苯		○				○	○	○
酚化合物		○				○	×	○
表面活化剂	○	×	○	○	○	×	×	○
氰化物		○				○	×	○
氟化物		○				○	×	○
氯残余总量		○				○	×	○
硫化氢		○				○	×	○
氨		○				○	×	○
营养物质(氮、磷)	×		○	○		○	○	×
粪便大肠杆菌		○			○	○	×	
放射性核素		○		○	○		×	

○——表示水质参数对有利用途有影响

×——表示要根据表5.4自然水质标准控制使用

*——妨碍水流和鱼类活动

表5.4　　科克本海峡的水质标准

要　　素	标　　准
漂浮油类	没有明显的污水源迹象。
悬浮和沉淀固体	没有明显污水源迹象，没有沉积。
色、味和浊度	自然条件没有显著的或坏的变化。
细颗粒固体	重量小于80mg/l。
光透射	能见到2 m深处的透明度板。
沙　坝	没有营造泥质或化学沙坝。
水　温	变化不超过正常状况的±1℃。
pH	在6.5—8.5范围内，不超过0.2。
烃	溶解芳香 1μg/l，燃油 3μg/l，煤油 5μg/l，原油 10μg/l。
盐　度	长期变化小于正常状态的±2%。
溶解氧	减小值不低于 6mg/l，或正常状态的10%。
砷和重金属	视海水中某一单独金属而定。海味含金属浓度不超过下述规定值。
农　药	视某一杀虫剂而定。
聚氯联苯	最大浓度 0.001μg/l。
酚化合物	中值小于 300μg/l。
表面活化剂	在 96 小时 LC_{50} 情形下，最大浓度小于10%*。
氰化物	中值小于 5μg/l。
氟化物	中值小于 2mg/l。
硫化氢（未分解的）	最大值不超过 2μg/l。
氨（氮）	中值 0.6mg/l。
营养物质（氮和磷）	减少总氮量输出至1000kg/d。
粪便大肠杆菌	对贻贝区中值小于 15org/100ml，对水上娱乐场则小于 150org/100ml。
放射性核素	最大10pCi/l。

续上表

要　　　素	标　　　　　　准
海味中的重金属	（每克原体湿重所含元素的毫克数。）
镉	5.5
锌	40.0
铜	30.0
铅	2.0
镍	5.5
铬	5.5
钴	5.5
汞	0.5
砷	1.5（以As_2O_3为准）

* LC_{50}是在96小时曝光下，实验生物死亡50%的浓度。

和放射性污水富集中的另一个来源是开采铀矿排出的尾渣。在 20 世纪 50 年代，这类废水大量的通过河流注入海洋。因而，现代的控制策略是基于对尾渣的全面控制。

重金属中毒可能引起所谓水俣病(Minimata)。这个名称的由来，是居住在日本水俣镇附近的渔民及其家属，被工厂排放出的污水造成严重中毒而命名。该湾中水的无机汞，被水中的微量生物体转化为甲基汞，并进入食物链。当汞通过以植物为食料的小鱼，到肉食类大鱼，例如，金枪鱼、箭鱼和狗鱼之后，浓度变得越来越大。

第六章 水环流

第一节 导 言

本章的目的是对驱使水体从某处流向另一处的主要作用力进行介绍。对这些力的科学研究称为水文动力学。我们的主要兴趣放在促使产生平均流动或海流的力，这些流动至少在一个月内保持相对稳定。对海运来说，海洋的表层流动是十分重要的，海员们都必须知道它的位置、变化及产生原因。

通常，准稳定海流可分为下列几类：

(a) 由大尺度、世界范围的风系所产生的海流，它受到地转效应的影响。这种海流在海洋的东侧以较弱状态流向赤道（如加利福尼亚流、西澳大利亚流），在西侧则强劲地流向极地（如湾流、阿古拉斯海流、东澳大利亚流）。海流，可以说是把赤道和极地联系起来了。

虽然，这些海流都限定在海盆的边缘上，然而，在向海方向的陆架裂点处最为强大。第三章第四节所述的阿古拉斯海流的情形就是证明。图6.1绘出了主要的表层海流，表6.1则列出了其中最有代表性的水输移量。

(b) 起边界层作用的大陆架海流。有关海岸边界层的概念，我们将在第七章加以详细说明。这类海流的例子，便是具有稳定西南流向的美国东北海岸海流，其流速为10cm/s。这是一个受控制于图6.1所指的那种大尺度流场的环流，但是，在海岸和海底的影响下，其平均流向与湾流相反。

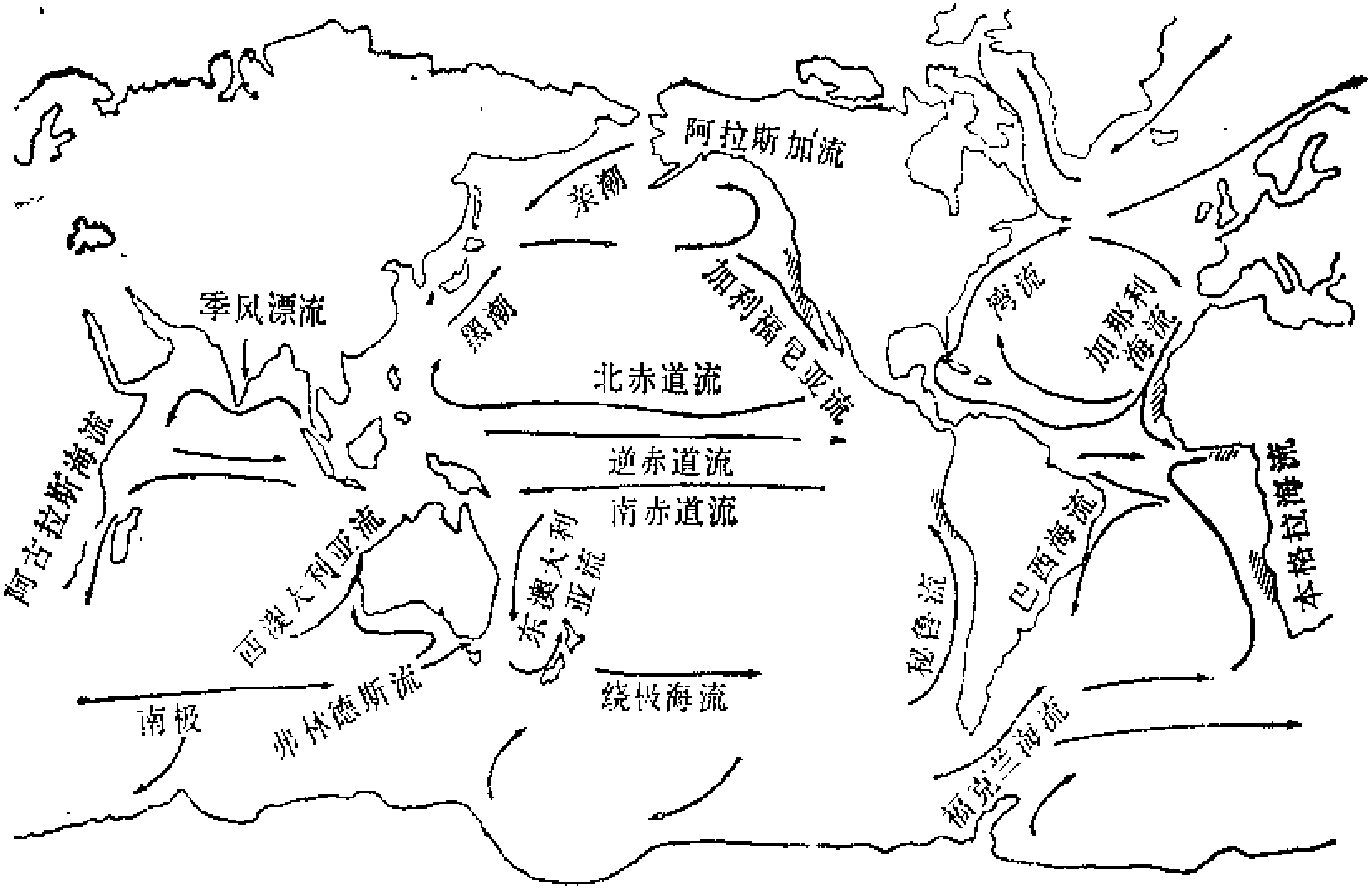


图6.1. 世界大洋中的主要表层海流。从11月至3月份，北赤道流邻近印度的季风漂流为一向西流动的海流。大洋西侧的海流大于东侧，且东侧有较强的上升流产生。图中斜线部分为上升流区。

(c) 由大河川径流所导致的海流。这在第五章和第七章中加以讨论。

(d) 近岸环流，这也是一种由深海环流间歇地伸入大陆架而产生的流动。有关这方面的例子将在第八章第六节加以研究。

表6.1　　主要海流的流量

名　称	流量*(m^3/s)
湾　流	100×10^6
阿古拉斯流	40×10^6
黑　潮	65×10^6
加利福尼亚流	12×10^6
西澳大利亚流	10×10^6
东澳大利亚流	20×10^6
南极绕极海流	200×10^6
秘鲁海流	18×10^6
本格拉海流	15×10^6
赤道潜流	40×10^6
巴西海流	10×10^6
逆赤道海流	25×10^6
太平洋北赤道流	30×10^6
太平洋南赤道流	10×10^6
弗林德斯流	15×10^6

* 对水文学家和海洋学家，常用非标准的单位计算流量：水文学家称 m^3/s 为cumec，海洋学家称$10^6m^3/s$为 sverdrup.

主要流系的一般特性是有必要去加以研究的。这一章和下两章，我们将利用与环流和混合有关的四种主要物理机制的性质的说明，为这方面的研究打下基础。这四种主要物理机制是：流体压力（第六章第二节），地球的旋转效应（第六章第三节），扩散（第六章第四节）与粘滞性（第六章第五节）。再下两章是把这些物理概念应用到近岸水体运动。

第二节　压　力

为了说明海水的运动，我们必须知道那些是作用在水质点上的力和它们的相对重要性。如果我们对此已有所了解，那么对这些力的数学描述就能与牛顿第二运动定律结合——水质点的加速度与作用在这个水质点各个力的总和成比例。其数学表达为

$$F = \rho a$$

即，单位体积的力等于密度与加速度的乘积。这里的加速度，表示速度随时间的变化，因此，对一段微小的时间间隔，我们可以用 dt 表示，即

$$a = \frac{dU}{dt}$$

水经常处于与重力作用下的平衡状态，它称为流体静力平衡，同时也可以导出表示压力与深度关系的流体静力方程。脱离这种流体静力平衡状态的情况也时有发生，不过次数很少。虽然重力是作用在海洋上唯一占优势的力，但是我们可不必过分地考虑它。对于近岸水体环流来说，重力并非是一个直接的驱动力，它只是起着一种间接而重要的作用而

已。

如果水域的一侧为高压而另一侧为低压，那么，水体将在压力差的影响下运动。这种压力差不仅可以由两个水域的不同水体密度的差异而产生，而且也可以由于水体一侧水的堆积引起高差而产生。

为了描述这种状态，我们可以回想第五章第一节某个深度 Z 的压力 p 的表示公式：

$$p = \rho g z$$

p 表示单位面积所受的力。水深为H的海底处，其压力为 $\rho g H$，这个力在各个方向均相等。

（1） **密度差**（图6.2a）

一个密度为 ρ_1 的水体，另一为 ρ_2 的水体，两者相距为 L，余压（excess pressure）由两个压力之差给出，也就是等于作用在流体元单位面积上的力。

$$单位面积上的力 = (\rho_2 - \rho_1) g H$$

因此，

$$单位体积上的力 = (\rho_2 - \rho_1) \frac{gH}{L}$$

（2） **高度差**（图6.2b）

等密度水体间的余压若表现在某一水体的水深为 H，而另一个水体的水深有微小增量，水深为 $H + D$，那么，两者压力之差为 $\rho g D$，所以，在这种情形下，

$$单位体积上的力 = \rho \frac{gD}{L}$$

它是一个沿底方向的压力梯度值。由于 D/L 项为海面的梯度（即海面的倾斜度），因此我们可以将上述公式写成

$$加速度 = g \times 海面梯度$$

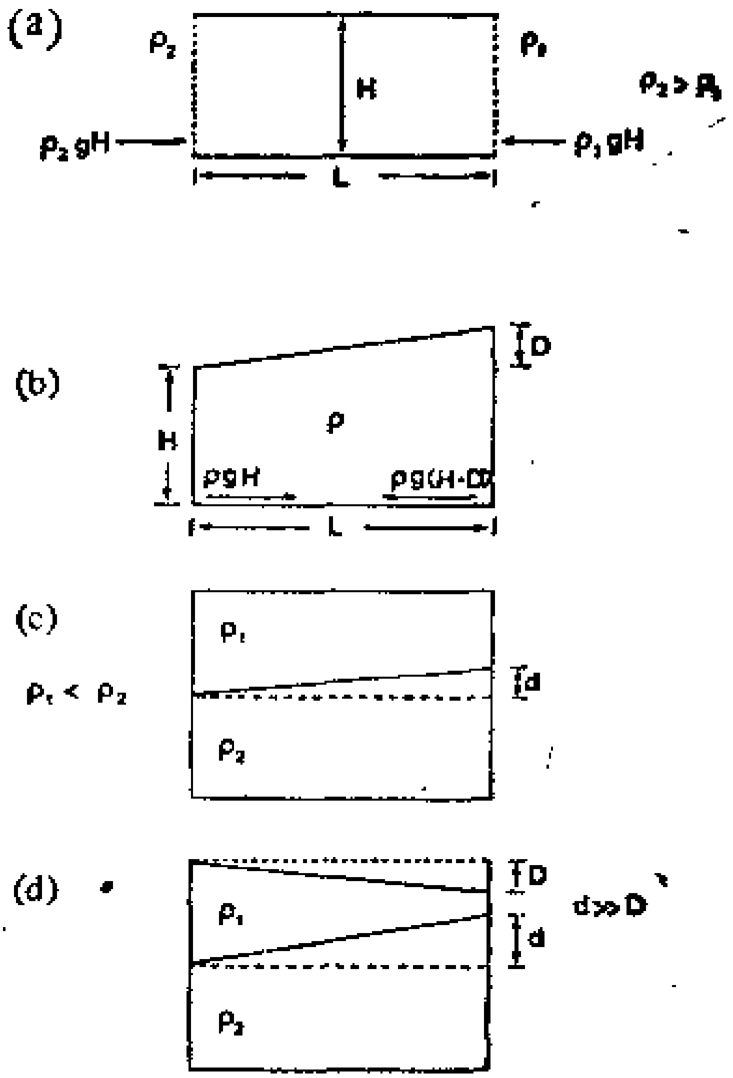


图6.2. 压强梯度力产生于：(a) 水团间密度的差异；(b) 高度的差异；(c) 内部密度的层化。其中(c) 为一理想情形。实际上，一般表层的水面坡度和温跃层有一微小的交角，如图中(d)所示。

(3) 斜压效应（图6.2C）

由两种不同水体所构成的一个水层，常出现象温跃层中那样的高度差。为简单起见，如图6.2c所示，一个以密度跃层（一个密度急剧变化的分隔线）形式出现且有高度差 d 的平面，我们称为刚性盖（rigid lid）。在这样的情形下，所

有出现在底层的压强梯度力，由于同时加上压力，所以都能在底层表现出来。这里的余压为$g(\rho_2-\rho_1)d$，其中d为在轻流体和重流体之间的边界高差值。

由于底层可以体现出全部的压强梯度力，因此，可以认为每单位体积的压强梯度力是

$$\rho_2 a = g(\rho_2-\rho_1)\frac{d}{L}$$

便有

$$a = \frac{g(\rho_2-\rho_1)}{\rho_2} \times \frac{d}{L} = g' \frac{d}{L}$$

其中$g' = g\frac{(\rho_2-\rho_1)}{\rho_2}$一项称为重力修正值或重力减值，它在内波动力学中起着重要的作用。对此，有人便采用了第三章第七节中所述及的等效水深H_e。

事实上，图6.2c仅为一种假想状态，因为斜压运动会使表面水体移动。一般海面与密度跃层的披度方向是相反的，如果在图的右侧有密度跃层升高值d的话，那么，在同一侧的海面就有微小的降低。

$$D = \frac{d(\rho_2-\rho_1)}{\rho_2}$$

实际上，大的密度跃层或温度跃层的错位(displacement)均相应伴有水体表层微小的变化这不足为奇。然而，从另一个角度来说，它极大地影响了近岸的流动。如果风作用在近岸区海面上，那么，它必将导致海面产生小小的倾斜．正如将在图8.7所示那样，在产生表层海流之后，便会导致密度跃层的变化。

大洋西侧海流的分离

在西向海流（如湾流或东澳大利亚流）的某些西侧边界点上，常会发生海流离开海岸并形成海洋潜流（interior oceanic current）的现象。湾流的分离点在哈特拉斯角，南下的一支常被称为佛罗里达流。东澳大利亚流在纽卡斯尔北部发生分离。这种现象的产生乃因海水运动是一种斜压效应。西侧边界流是由覆盖于冷水层上的暖水层构成。在赤道，赤道东风带使表层暖水积聚于西侧海岸（如加勒比海），反过来，它又促使沿西侧边界产生从赤道指向极地的压力梯度，并形成强大的流动。

从上述谈及的斜压效应中可以看到，赤道上水的积聚将会导致形成一个底层冷水的反向坡度（图6.3）。因此，暖水不能均匀地覆盖在冷水层上面，从而形成一个具有明显分离点的楔状水层。该海流由于受到上层水体的限制，所以只能在海洋的内部流动。

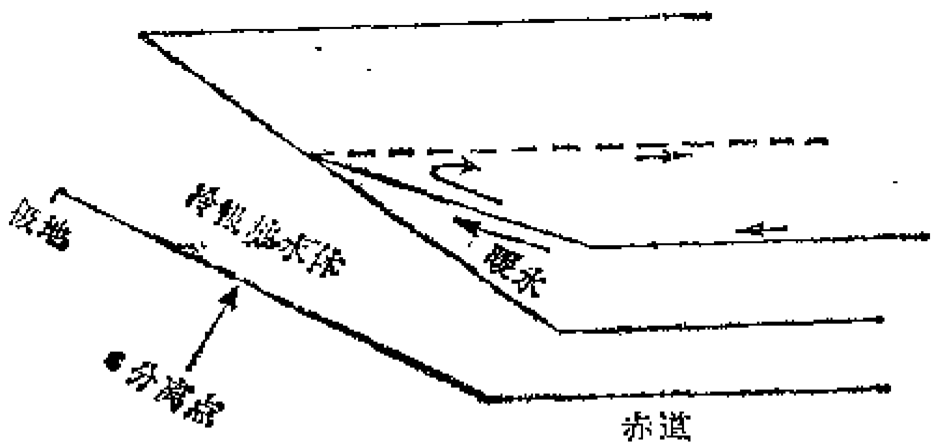


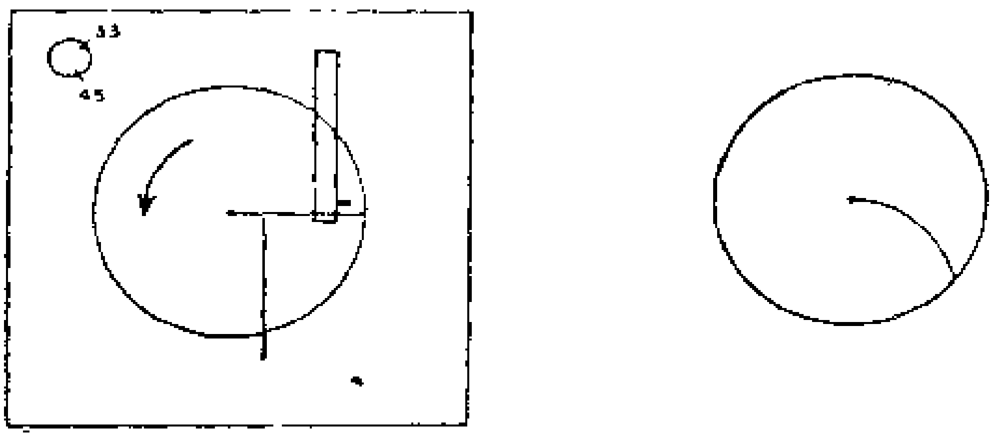
图6.3. 图中表示大洋西侧海流在海岸所导致的分离，由于海流被上层水体阻隔，因此潜入海洋中层流动。

第三节 科 氏 力

在研究大尺度风和海流系统运动时，海洋学家和气象学家必须考虑地球转动的影响，这种作用称为科氏效应，它的重要性是由法国数学家Gaspard Coriolis（1792—1843）提出的。

科氏力是一个只作用于移动质点上的力。例如，当你想在一个转动着的电唱机唱盘的唱片上从中心向边缘划一道直痕，在唱盘停止转动后，就会发现唱片留下的是一条曲线（图6.4）。因此，以唱片表面作为参考系统的任何观测者都有理由作出如下判断：

牛顿第一定律告诉我们，任何物体除非有外力的作用，否则将保持直线运动。唱片上既然不能保持一条直的痕迹，显然有外力存在，这种外力我们称为科氏力，它作用在形成迹痕的物体上。



从中心向唱针处划一刻痕　　　　　　你在唱片中见到的痕迹

图6.4.　科氏力的作用。电唱机唱盘的转动类似于从北极向下俯视的地球转动。

注意，那个在唱片上跟着转动的观测者是绕垂直轴转动

的，不过科氏力的偏差却是在平面上出现。然而，地球并非一个平面，它是一个球体。考虑一个安放在子午圈上水平棒的旋转率，不言而喻，棒两端的纬度是有小小差别的。如果我们考察一短时间内棒两端的运动差异，那么，可以证明，木棒是以（$24/\sin\phi$）小时围绕垂直方向旋转，而ϕ为棒中心的纬度。事实上，任何指向的水平棒都会有同样的旋转率。

当在南半球向下俯视时，旋转应为顺时针方向，北半球侧为逆时针方向。赤道上（$\phi=0$）没有围绕垂直方向的转动，意思是对一个围绕垂直方向转动的木棒来说，所取的时间无限地长。

影响水体在地球表面运动的加速度大小与流速成正比，同时与局地垂直转动时间成反比。速度量纲为$[LT^{-1}]$，用时间T去除的话，加速度量纲则可写成$[LT^{-2}]$，因此，这与我们观念中的量纲确实一致。在北半球，它使运动着的水质点向运动方向的右侧偏移；南半球则相反，向左侧偏移。

惯 性 运 动

图6.5所绘制的为波罗的海水域，在飑线过境后所获得的一系列观测记录。可以看到，在一个稳定的向北运动的水流上面，叠加了一个连续的旋转波动。在一个完整周期

$$T_1=12/\sin\phi$$

小时之内共有9圈。式中T_1称为在纬度ϕ下的惯性周期。在所观测的具体纬度条件下，其惯性周期为14小时8分。

其之所以被称为惯性周期，是因为在初始冲击（即飑线）过去之后，在摩擦力极小的情形下，惯性能使水体保持向前运动。在浅海与深海流场观测中，这种现象十分普遍。

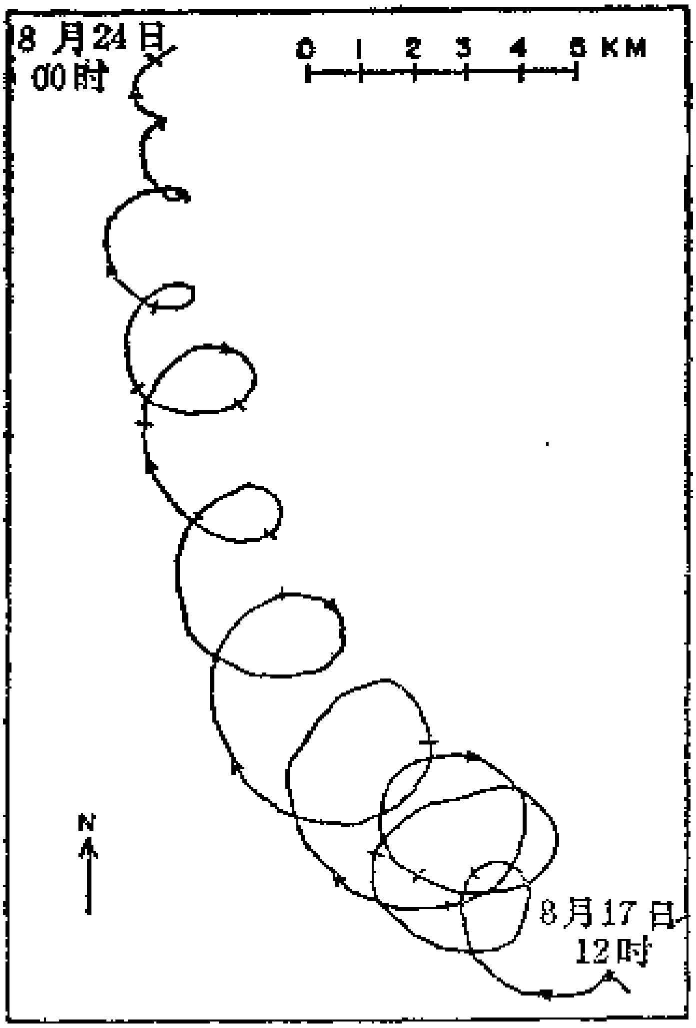


图6.5. 从波罗的海海流观测中所得的前进矢量图，惯性振动清晰可见。

惯性振荡是地球转动引起的众多海洋现象中的一个。

过去，被认为不可理解的事实是，极地的惯性周期为12小时，而地球自转一周的时间却为24小时。为了解释这一点，我们需要从一个没有转动的参考系上（如位于极地上空的太空船），窥视一个用几何图绘出的、遭到惯性振荡扰动的水质点轨迹。假定以每24小时转一次的旋转唱盘上的唱头，以相等于转速的速度把水推向极地，那么，水将会绕唱头正东的惯性圆中心作顺时针运动，然而，从太空船来看，

惯性圆却是绕极地以反时针方向自行转动。

从高处往下看，水质点轨迹成了图 6.6 所示的椭圆。每一点相隔40分钟，每隔三个点旁边的数码表示历时（elapsed time）。在我们看来，十分明显，水质点仅完成了半个椭圆运动。然而，就转动参考座标上的唱头来说，当水质点回到它原来向极地及向东运动的位置时，仅12小时就能重复这种运动。

惯性振荡可以从数学上用惯性力（即加速度所产生的力）与科氏力的平衡来表达，写成：

$$加速度=\frac{dU}{dt}=\frac{2\pi U}{T_i}$$

不过，若为圆运动，科氏力必然会提供所必须的向心力

$$\frac{U^2}{r_i}=\frac{2\pi U}{T_i}$$

并给出惯性振荡半径

$$r_i=\frac{UT_i}{2\pi}$$

由于惯性周期常与2π 同时出现，因此，量值

$$f=\frac{2\pi}{T_i}$$

被称为科氏参量。

地 转 运 动

压强梯度力能在不同密度的水团间产生（第六章第二节）。因此水体力图从高压区流向低压区，以便补偿这种压

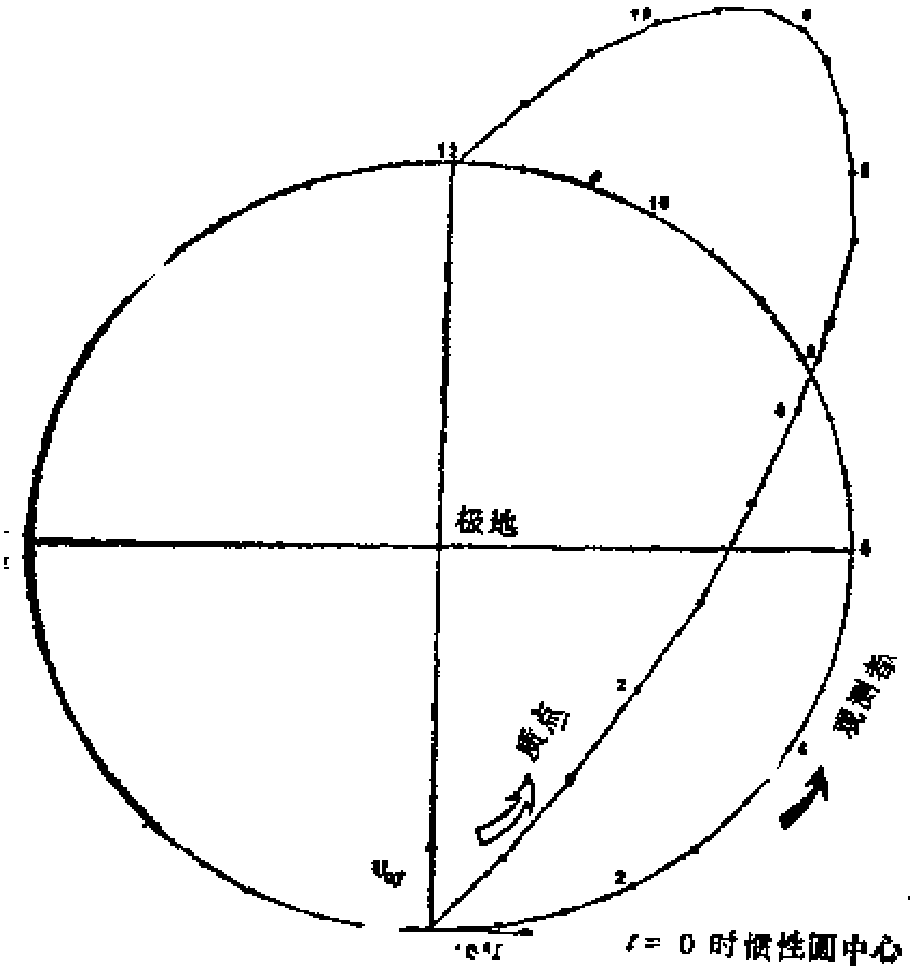


图6.6. 如图示，对一个运动着的观测者而言，北极处的惯性振动为一个具有12小时周期的圆运动，然而，从运动系统外观测，就成了一个有24小时周期的椭圆运动。惯性圆中心总与观测者之路径相切，而且面向极地向右侧有相等的移动距离。惯性圆半径可用惯性圆中心和质点轨迹相应点之和求出。

力。然而，当水体向低压区流动时，必将受到科氏力影响而产生偏转，因此，大尺度水体运动的最终结果，将是沿压力梯度的平行线移动，而不是与其垂直。沿等压面的大尺度水体运动，将缓慢地沿着高压或低压圈弯曲的等压线运动。在大气中，也有类似现象，盛行风是沿等压线的平行方向吹拂

的。

压强梯度力产生了加速度gD/L，此处D/L为海面坡度，这是相对于一个被称为大地水准面而论的。大地水准面是一个与重力垂直并用垂线测量加以确定的平面。如果我们使压强梯度力等于科氏力所产生的加速度，那么，便可以获得一个地转平衡公式

$$g\frac{D}{L}=\frac{2\pi U}{T_i}=fU$$，

从而能找到一个计算地转流速的公式

$$U=\frac{gDT_i}{2\pi L}=\frac{gD}{fL}$$

地转流速U将决定于惯性周期T_i（或换句话，确定于科氏参量f）以及海面的坡度。

每天报纸上刊登的天气图，标出了大气的高压区和低压区，并绘出了连结各气压相等点的等压线。其中，温带天气图的盛行风向，由于科氏力的作用面与等压线平行。在北半球，流体沿高压作顺时针方向运动，沿低压作反时针方向运动，南半球则全然相反。

海洋学者同样要绘制压力面，不过，他们称它为重力位势图。其计算方法较为复杂，所表示的则为两个等压面间的深度，若水体密度比较小，则其值相对较大。例如，图6.7所描述的是表层与13MPa间（1300分巴）的重力位势图，很明显，在39° S、114° E处有一个密度较大的水域，而36° S、112° E和39° S、116° E处则为两个密度较小的水域。

重力势图6.7是对西澳大利亚礁区的龙虾（*Panulirus*

longipes cygnus）幼体进行综合研究后获得的。曾经在澳大利亚西海岸南部水域进行过环境调查，设立了水文测站并进行水位连续记录测量。对某些特定点作了锚定海流观测，有些地方还投放了卫星跟踪自由漂流浮标。

一般说来，浮标的漂流轨迹与重力位势图大致相符，不过，瞬时流就复杂多了。这说明海洋中测流的一个重要问题：它们常常是易变的。它们在速度与方向上均有波动，因

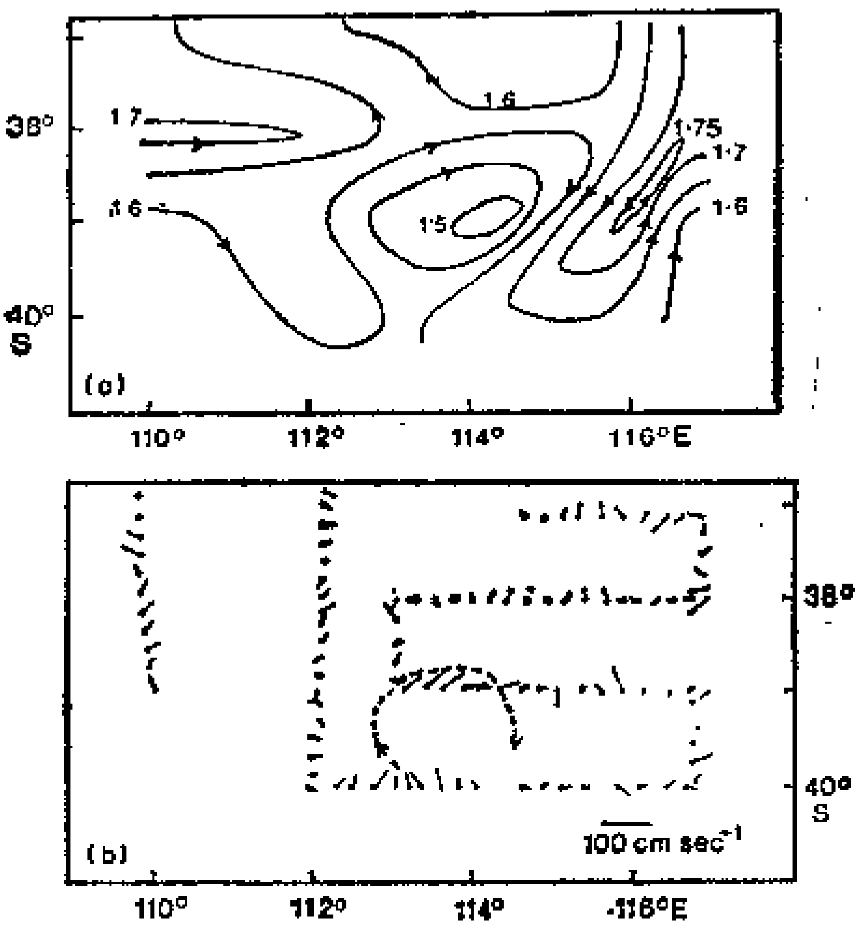


图6.7. (a)西澳大利亚南岸区相对 13MPa(1300分巴) 深处的海洋表层重力位势图（1动力米 = $10m^2/s^2$）。(b) 用欧拉法（短线）和拉格朗日法（点线）获得的同时流动，证实流动基本平衡于位势等值线，短线长度表示流速的大小，点线相应的方向则其为流向。

此，要确定其平均值及随时间变化的唯一途径，就是要进行时间充分长的（也许起码几个月）多次测量。利用重力位势计算海流的地转法，对大面积水流的平均状况是有效的，而且，也能够反映出平均流的特性。地转法需要海洋密度分布的资料，要获得这些资料比起直接测流来得容易。遗憾的是，重力位势的使用价值受到了大陆架的限制，因为倾斜的海底妨碍了对流场的某些解释。

第四节　扩　散

所有流体都是由连续随机运动状态下的分子构成，这种分子随机运动称为布朗运动。在这个运动过程中，由于分子的撞击和振动，使流体的特性趋于均匀。意思是，如果在某一容器的一端有一高浓度物质，另一端为一低浓度物质，那么，由分子碰撞所造成的随机混合将会使浓度变得均匀。虽然流体没有运动，可是其中的分子却在不停地运动着（图6.8）。

由于分子和它们的运动构成了流体的质量、动量和温度，所以这三个物理量都会扩散。一般地说，物质通量（单位时间内通过断面面积的量），例如盐，是与物质浓度的梯度成比例。这比例常数称为扩散系数或扩散率。

图6.8表示一个测定水中盐分子扩散的简单实验。圆柱体内下层为盐溶液（1千克水中含盐35克），上层为淡水，两个浮子分别位于盐度为4‰和27‰位置上。当盐分从下层向上层扩散时，浮子便开始分开，扩散率将与浮子分隔距离的平方成正比。三周之后（图6.9），通过对两浮子分隔距离的



图6.8. 实验室进行中的扩散试验，两浮子各位于盐度为 4×10^{-3} 和 27×10^{-3} 的等值线处。初始时，淡水位于盐度为 35×10^{-3} 的咸水之上。

测定，可知扩散率约为 1.5×10^{-8}kg/m·s。用液体的密度除以此值，其结果称为运动扩散率(Kinematic diffusivity)，

单位为 m^2/s。一般来说，两值均被统称为扩散率或扩散系数. 因此，我们应先行检查其单位，以确认指的是那一个。自来水中盐的运动扩散率为 $1.5\times10^{-11}m^2/s$。

仔细看看这个值，如果仅有分子扩散作用，那么，盐水扩散 1 m 所需时间大约为10^{11}s（3000年）！但是，我们知道这是不真实的。河川径流到达海洋后，不可能在一千年内保

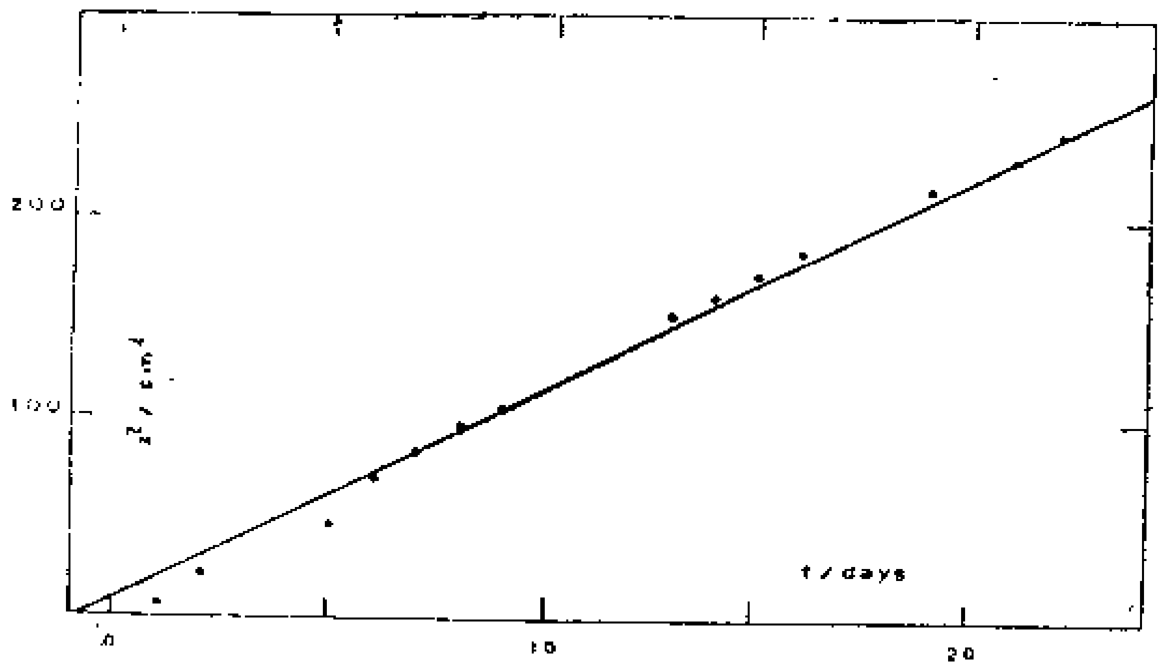


图6.9. 此图表示图 6.8 实验后的结果。浮子相互拉开距离的平方与时间变化成直线关系，它们分开的时间如此之长，证明近岸和河口的水分子扩散是不明显的。

持其淡水性质，原因是河口和海洋中所有的真实扩散，都是通过湍流进行，而不是通过分子运动进行。湍流对海水进行有效的搅拌和混合。

目前不少的湍流研究工作是建立在“相似法”的基础上。这个论点说明，在湍流所产生的涡动及涡旋，是以与分子相同的随机方法来传输它们的物质特性，并以相似于分子平均自由路程的方法来传输动量。这种处理使我们能够用相

同的方法来表述湍流扩散，但这只是用涡动扩散系数来代替分子扩散系数（也称 Austausch 系数）而已。在任何情况下，涡动扩散系数总是分子扩散系数的10^2—10^{10}倍。

海洋中湍流涡体水平尺度的大小，可从几厘米至几千米或更大，因而涡动（扩散）系数的变幅也相当大。由于密度的分层状态限制了某些特性的垂直传输，故垂直涡动扩散系数比水平涡动扩散系数小得多。

第五节　粘滞性（流体的摩擦）

下面，我们来分析在水面下以高速喷射的废水进入海中的情形。由于射流速度极大，每一个水分子都具有很大的动量，因此，湍流涡体将一边前进一边传递能量。高动量分子粒团将传送出去，同时将其动量传输给周围的海水。同样地，射流也会从周围吸收或输入低动量分子粒团。这里有两种效应：射流由于受到摩擦作用而降低速度，同时周围的海水由于外力的促进而提高速度。这种力就是我们所熟识的粘滞性。

由于流体中有速度差异，粘滞性也可以在动量传输中表现出来。它有效地产生“动量压强”，在工程技术中称为切应力。自然，切应力实际上与压强十分相似，它有着与压强相同的量纲和单位，而且是一种通过应力梯度而获得的力，这与由压力梯度而获得的力完全一样。

在非湍流实验状况下，切应力是由随机分子运动作动量传输而引起的。在这种情形下，分子动力粘滞系数μ是切应力与速度梯度的比例常数，即

切应力 = 动量通量 = $\mu\times$（速度梯度）

而分子运动粘滞系数为 μ/ρ，ρ 为流体密度。涡动粘滞系数我们将用 η 表示，它在近岸和海洋水体中远大于分子粘滞系数。通常，垂直涡动粘滞系数变化范围是 0—10^2kg/m·s，而水平方向的则为10^4—10^7kg/m·s。一般说来，垂直速度梯度大于水平速度梯度，所以，实际上不管涡动粘滞系数数量级间的差别如何，垂直切应力总比水平切应力显得重要。

在运用涡动粘滞问题上还存在不少问题。垂直涡动粘滞系数不是恒定值，看来它随当地水温梯度而变化。而存在着一些需要用负涡动粘滞系数才能解释的现象，即使没有任何有关数学方面的错误，可是它却表明，我们对湍流物理机制的认识仍然十分贫乏。

第七章　边 界 层

第一节　导　言

海洋边界层，就如名字所表示的那样，是海洋中直接地受边界作用的部份。边界附近热量、动量和质量的传输规律都必须考虑边界的存在，而且，流体的最终运动又决定于这些规律。接近海面和接近海底的流体为海洋边界层中的两个例子。

例如，考虑水面上均匀风的作用，它会引起表层水的运动，意思是运动的空气分子所携带的动量，将会传输到表层水体分子上。这样一种动量向下传输和动量通量，我们称为风切应力。实际观测经验表明，风切应力 τ 随风速的平方而增大，并常以在水面上10m处用常规的风速仪观测到的风速W作为估算项，可写成

$$\tau=\rho_a C_D W^2 \tag{7.1}$$

式中ρ_a为空气密度（1.3kg/m³）．C_D称曳力系数，其确定值取决于天气条件，但一般为1.4×10^{-3}。

水体直接地受到风切应力作用的最上层部份，称为表层。表层以下为一显著的速度梯度层，称为流速切变层。水体最上层的流动速度远大于下面的一层。不过，通过湍流、对流和旋转效应的综合作用，风效应完全可以向下传入流体内部。同在上一章后面部分的阐述那样，流动水体的湍流脉动会导致粘性应力或切应力的形成，这些称为雷诺应力（以

测定湍流的先驱者命名），在这种特殊情况下，它们通过湍流水体向下传输动量。

假如海洋开始是静止的，海洋表层在常风切应力作用下就会导致一个混合层，并且随着时间增加而加厚。在这个混合层内，平均密度和温度均为一个恒定值，且在其下层出现密度和温度的突变层。风停止后，热量将从这一混合层中向外扩散，并使水体形成分层状态，因而，当风重新吹动之后，新的混合层又将从表层向下传播。有关混合与对流过程将在第八章详细讨论。图7.1列出了边界层的主要作用项目，以供提示。

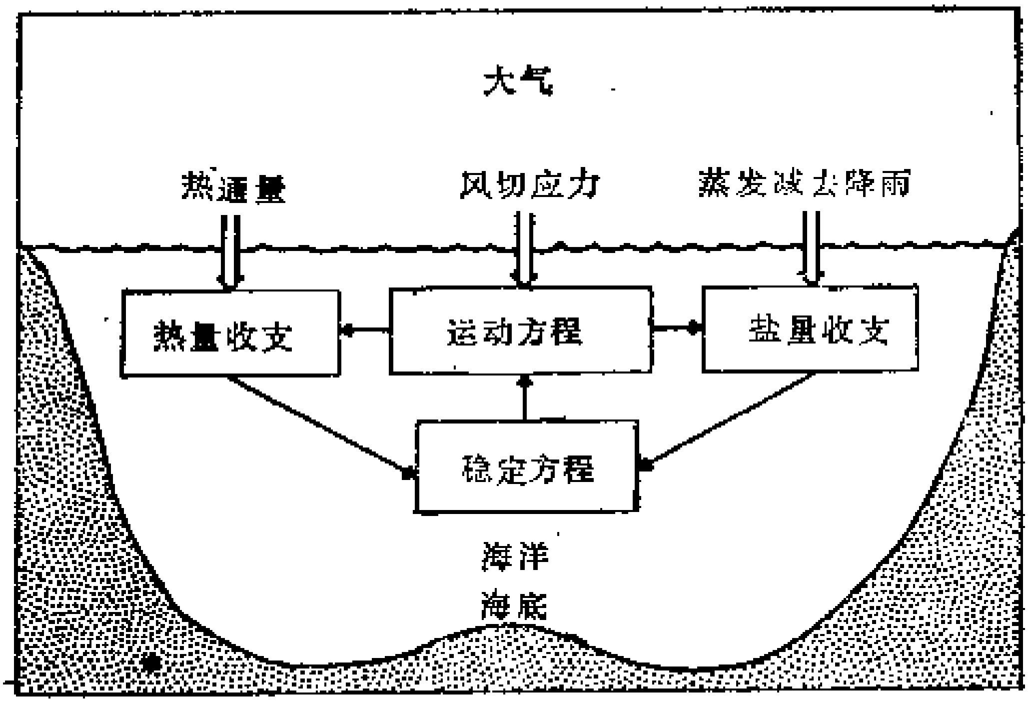


图7.1. 海洋环流诸元素相互间的作用

风切应力效应和雷诺切应力效应都是与摩擦力同类的，目前，人们感兴趣的是如何用最佳方法进行表征化，或者如人们所说的参数化，即利用平均流动的变化表示湍流应力的作

用。其中一种方法是假定：类似于在非湍动的层流中由分子的随机运动传播动量，湍流动量通量系由湍流涡体携带的。在这种情形下，切应力与水平速度的垂直梯度成正比，即

$$\tau = \eta \frac{du}{dz} \tag{7.2}$$

式中η属于粘滞系数的湍流部分，称为垂直涡动粘滞系数，或垂直的Austausch系数。

应当着重指出，式（7.2)是一个广泛应用的公式，因为它简单而方便。但它亦有不足之处：所谓η为恒定值，事实上并非恒定，而是随着深度和流动条件的不同而不同。因此，我们应该回顾一下，用上述形式表示的涡动粘滞项，只是一种暂时表达，以表示湍流的一个作用，我们只有在对流体运动的特性有了充分了解之后，才能更精确地去表达它。

第二节　厄克曼层

当风吹刮时间足够长且远大于当地的惯性周期时，便出现由湍流粘滞力和地球偏转力相互平衡而产生的边界层上的流动，这一层称为厄克曼层，是由著名挪威海洋学家厄克曼（V.W.Ekman，1874—1954）运用这种观点解释北冰洋的一些观测现象而得名。北冰洋上观测到的现象是，在稳定风场持续作用一段时间后，浮冰并没有沿着风吹方向漂去，而是与风向右方成20°—40°交角。

作用在水表层的风应力，初时引起水体沿风吹方向流动，然而，在惯性周期时间内，由于受科氏力影响，水流在北半球力图向右偏转，南半球则向左偏转，偏转角度的大小

取决于水深，但在一定水深下则决定于涡动粘滞系数，在深水偏角为45°。由于粘性相互作用，表层水将带动下层水运动，下层水流动速度较慢，但同样受到科氏力的偏转作用。这样的一种粘性相互作用与科氏偏转效应的组合将影响到下层，直至海底（浅水部分）或者流速消失的地方。

现假定由风应力和内部雷诺应力所引起的力恰好与科氏力相平衡，则水平运动方程中的偏转力和应力梯度力相等，这时

$$\frac{d\tau_x}{dz}=\rho f v$$

$$\frac{d\tau_y}{dz}=-\rho f u \qquad (7.3)$$

式中，u及v为x和y方向的流速，τ_x及τ_y为两个方向的切应力分量，f表示科氏参量。解方程(7.3)，厄克曼层水平流速将是一条对数螺线（见图7.2），它是一幅为课堂讲课而制作的厄克曼螺线模型真实照片，每一条水平杆的长度和方向表示流速及流向。为了让澳大利亚学生易于理解，最上面那条杆位于风向左侧45°，每隔相等深度，下一条杆均比上一条偏左且长度逐渐变短。

厄克曼层的深度通常为一任意值，在此深度上的流向与表层流向相反，流速则仅为表层的4％。该深度D_E将随纬度而不同（因科氏力和惯性周期均随纬度变化），间接理论还表明，它与表面风速很可能呈线性变化。

如果把涡动粘滞系数作一恒定值处理，那么，量纲分析表明，D_E的变化仅决定于单位为m^2/s的涡动运动粘滞项(η/ρ)以及具有单位为秒的、以惯性周期为表征的科氏力，这时，D_E将随(η/ρ)和T_i的平方根值而变化。准确的计算

表达式为

$$D_E = \sqrt{\frac{\eta\pi T_i}{\rho}} = \pi\sqrt{\frac{\lambda\eta}{f\rho}} \qquad (7.4)$$

若海面风速为10m/s，在纬度为10°和80°深海处，厄克曼层深度变化范围各为100m和45m。

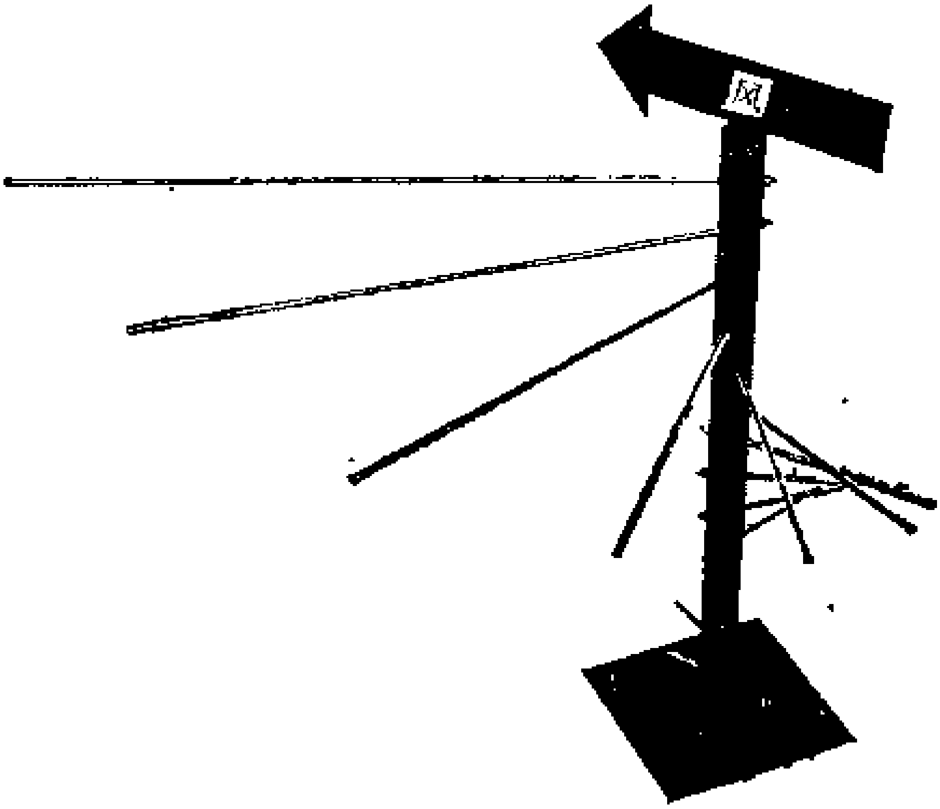


图7.2. 南半球海流的厄克曼螺线模型，它是摩擦力与地球偏转力平衡的结果，各水平棒棒长表示水体运动的方向与速度。

厄克曼层深度常等价于混合层深度。虽然在外海两者似乎相似且合理，但是，促使它们形成的效应却不尽相同。短暂的强风作用能影响混合层的深度，却未必会影响厄克曼层。在这种情况下，混合深度将大于D_E。相反，由于某种原因，恒定均匀的风突然刮起，厄克曼层在几个惯性周期时段内便会形成，此时混合层则只能向下传播一小段距离。另

外，混合层深度可以被除风以外的其他因素所影响。极冷天气会使表层水密度加大变重，并下沉造成混合。

上升流

整体厄克曼层的水量输送方向是与风向垂直的，在北半球位于风的右侧，在南半球位于风向左侧。理由是，在整个厄克曼层深度内，其上层所具有沿风向的速度分量可完全被底层反向流速分量抵消。这样，从上至下的水体总输送不可能与风向平行。

海盆东侧向赤道方向的风引起的厄克曼漂流，会导致上升流的形成。较冷的次表层水将被带到表层，形成了较冷的环境，同时具有丰富营养盐的深层水也上升到表层。世界各海洋的上升流区——加利福尼亚沿岸、秘鲁沿岸和塞内加尔沿岸都是渔业高产区（或者说在开发前是高渔获量区）。随着营养盐上升至表层，它成了藻类的养分，藻类又成了某些鱼的食料，这些鱼则成了另一些鱼的猎物。通过人类捕鱼，形成了一个完整的食物链，也仅在这种情况下，由于鱼游至表层，易于被捕获，才能完成这个过程。

图7.3表明南半球上升流形成的物理机制。向北吹的南风产生的厄克曼漂流，使表层水离开海岸，且由大陆架上升的较冷的水体所取代。更深的地方将有次表层补偿流。在表层，近岸上升流与海洋表层水间有涡动的弯曲边界存在，这一种边界称为上升流锋面。

一般说来，上升流多在东侧弱流区形成。该处海面风力明显地影响着水体的平均漂流。然而令人惊讶的是，尽管从平均风应力图上推断的外海厄克曼层输送表明，这里应该具

有强大的近岸上升流，但没有任何证据表明在澳大利亚西侧有上升流存在。这个问题至今还是个谜。

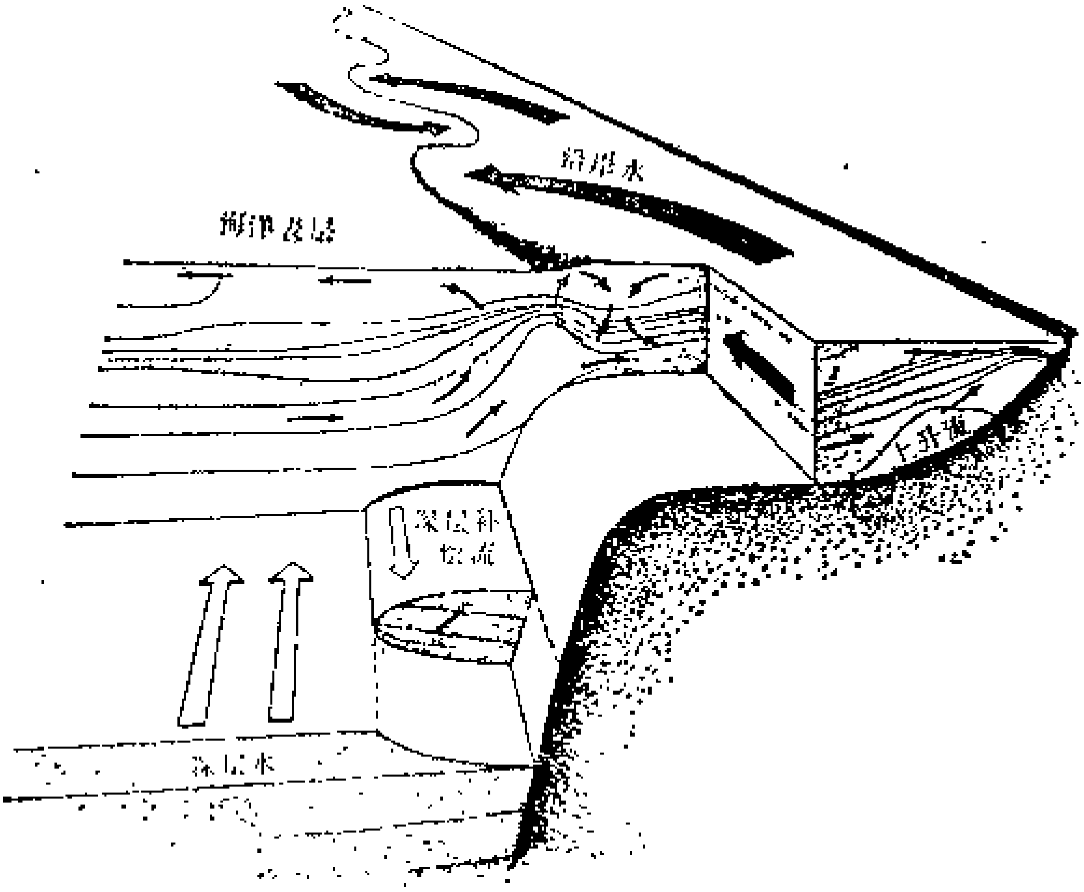


图7.3. 本格拉流系上升流的水文结构图。南风（吹向赤道）引起的上升流。

上升流也能在科氏力较小的赤道和热带海区产生。在赤道上，向西吹的热带贸易风，使赤道两侧的海水在科氏力的作用下向极地方向偏转，从而产生表层水辐散。此时，赤道两侧均有水流上升，补充向极地流去的水量。有时，热带气旋（台风、飓风）同样会导致大陆架局部性的上升流，这是另一个在海洋工作中尚未完全解决的机制问题。

浅海水体

浅海中的厄克曼层比深海的厄克曼层（如图7.2所示的螺线）要复杂得多。首先，风向与表层漂流间的水平夹角 α 小于45°，这个夹角决定于海域的水深 H 与摩擦影响深度 D_E 的比值。如果比值 H/D_E 小，夹角将变小，此时表层流向接近于风的方向；随着 H/D_E 值增加，夹角将交替地小于和大于45°。举例说，若 $H=D_E$，则夹角 $\alpha=45°$。表7.1表明在 H/D_E 小于1的不同比值下偏转角 α 的大小。

表7.1.

H/D_E	0.25	0.50	0.75	1.00
α	21.5°	45°	45.5°	45°

其次，对于浅水水体，当 H/D_E 小于0.5时，显然，速度的对数螺线将会强烈地变形。在这种情况下，所假定的 η 为恒定值便值得怀疑，因为可靠的理论确认，在最接近表层的地方 η 为零，尔后，随着深度的增加而加大，将到达底部时又开始减小。在浅海中，涡动粘滞系数向海底方向逐渐减小的效应可在图7.4中表示出来。图中给出了在西伯利亚北部大陆架22m水深以内风漂流的观测值，并与下面两种情况做比较：(1) 以 η 为20kg/m·s恒定值计算的厄克曼螺线的风漂流；(2) 按 η 随深度增大而减小来计算厄克曼螺线的风漂流。无庸置疑，那种涡动粘滞系数随深度改变的假定比起 η 为恒定值更符合实际观测值。

兰米尔环流（海面条纹）

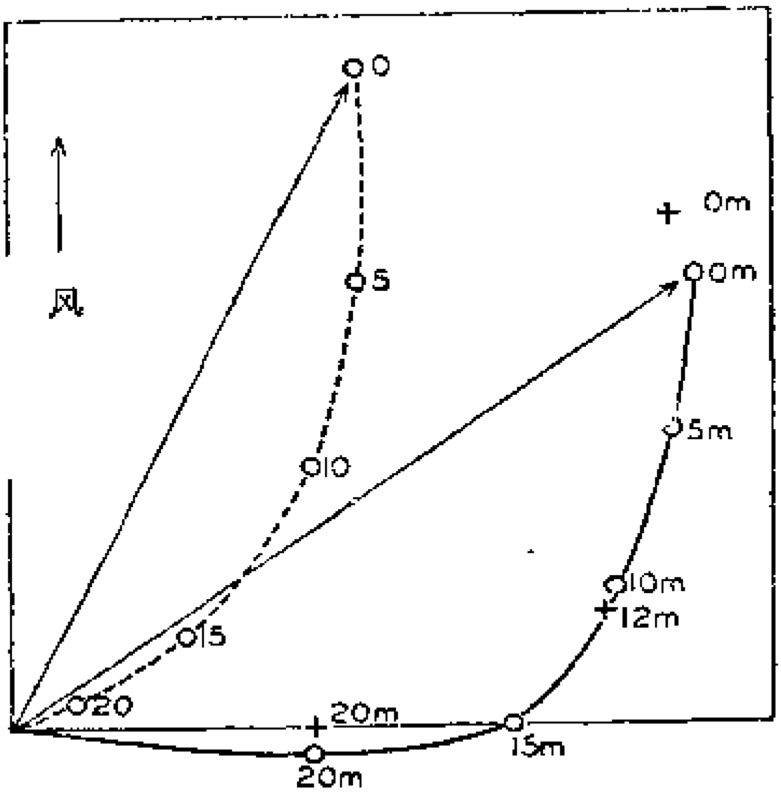


图7.4. 在恒定涡动粘滞系数（虚线）或系数随深度加大而减少（实线）的情况下，浅海区风造成的流态。"+"号为实测值。

当一股大于3 m/s速率的风吹刮海面约20分钟之后，海面上便会出现条纹（windrows）。这是由于一些特殊物如海草或油膜等组成的一条带，也是由相应于表层辐合带所组成的一组螺形转动涡(helical roll vortices)（图7.5），我们称之为兰米尔环流。兰米尔（Irving Langmuir, 1881—1957）第一个系统地研究了这种现象，故以他的名字命名。

兰米尔环流和相应海面条纹的存在是否受海面废物的影响？实际上，它们成行地与风向平行，或者至少与风向成小于15°夹角。在辐合条纹区（海面条纹），沿风向表层流速总是大于其外围的流速。转动涡（vortices）存在的深度和间距，目前仍有争论。兰米尔环流元的宽度通常比深度大好几倍，然而，对这两个变量的支配因素也是不清楚的。根据海

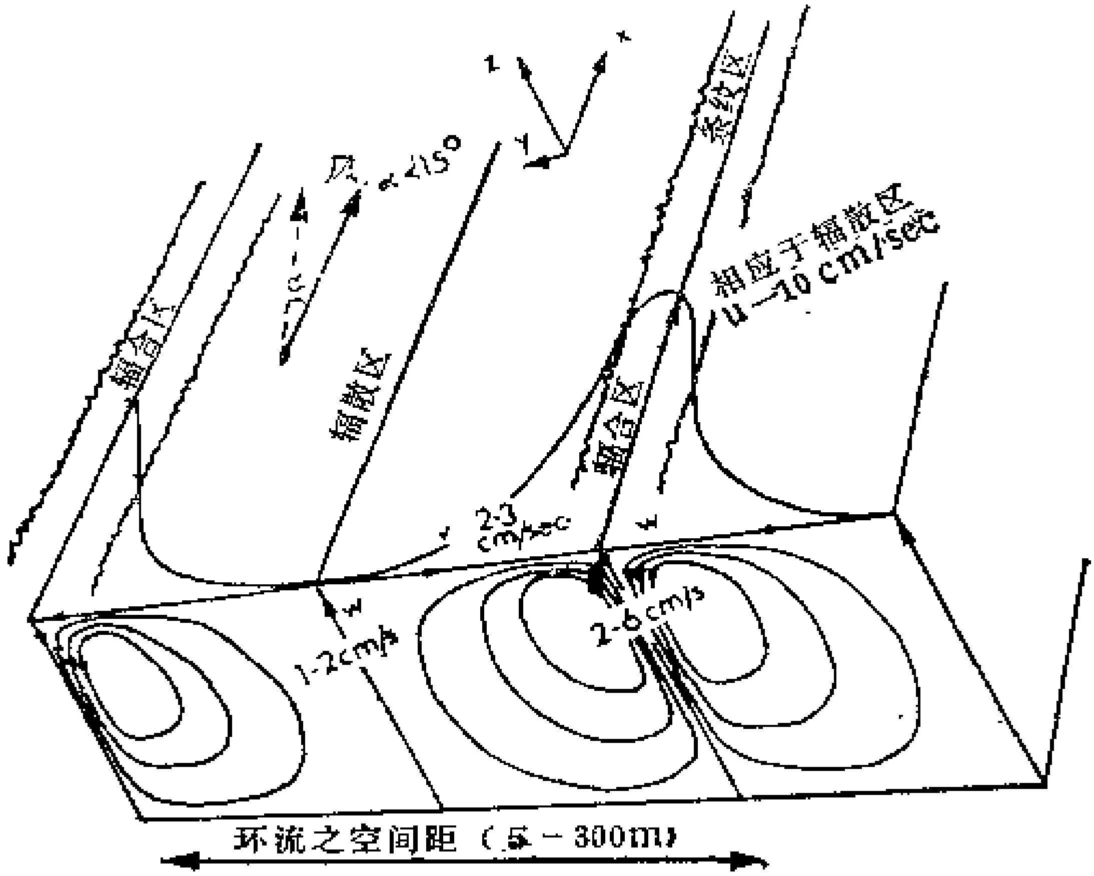


图7.5. 兰米尔环流是一种在辐合区中（此区有下降流、辐散及上升流）伴有向下风方向呈螺旋形水运动所形成的水流。

洋观测得知，$b=4.5W$成立，b为兰米尔环流间的距离（米），W为风速（m/s）。不过，转动涡的深度明显地受到混合层深度的限制，因此，在有浅混合层的近岸区，其间距一般不会达到$b=4.5W$值。

目前，对兰米尔环流理论的解释还十分肤浅，而且在现有的理论中尚存不足之处。大气中同样存在一种相似现象，就是云街（无数卷状积云组成的长列）的形成，而且在这种大气情况下，显示出厄克曼螺旋的不稳定性。海洋与大气状态间的主要区别在于：大气中不稳定的发展时间为一个惯性周期的数量级，而海洋中则短得多。

第三节　海底边界层

前几节我们谈到了涡动粘滞和内摩擦问题，然而，对浅海起主要作用的还是外部摩擦，称为底摩擦。海洋的底部存在海底边界层，在此边界层上，水平流速可以从某一特定值（如U）变为海底处的零值。这样大的流速剪切，必然相应地有大的底摩擦应力τ_b，它一般用二次方规律来描述，即

$$\tau_b = \rho B_D U^2 \tag{7.5}$$

曳力系数 B_D 取决于海底边界粗糙度，其典型量级范围为10^{-3}—10^{-2}。

如果底切应力变大，那么，底层部分沉积物将被掀起，并随流体移动，于是在淤积的海底上产生特殊的波状纹沉积。目前，对它们的认识仍然十分肤浅。人们试图利用总体流动参数（bulk flow parameter）集中表现的弗鲁德数来区分这些结构。所谓弗鲁德数（Fr）实际是一个无量纲数，是流速与波速之间的一个比值，可写成

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gH}}$$

H 为水深。随着流速 U 的增大，按 Fr 数底床可以划分为下列几种类型：

① 平坦底床（$Fr=0$）——无沉积物移动。

② 波纹底床（$Fr \ll 1$）——三维的小型不规则分布形式。

③ 沙丘底床（$Fr<1$）——沿长度、高度两个方向上的大型不规则分布形式，沿海流方向有不对称的形状，上升坡

缓顺，下降坡急陡。

④ 波状底床（$Fr \sim 1$）——正弦型沙丘。

⑤ 逆沙丘底床（$Fr > 1$）——在海流方向上，上升坡急陡，下降坡缓顺。

目前，对这些结构的研究，主要集中在它们的边界层方面，而不是它们的波型方面。这些是利用主应力（在这种情形下为底应力）定义的摩擦速度 u_* 去研究，即

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \tag{7.6}$$

对海底特性的进一步划分确定，也可以通过利用无量纲数得到，其中用摩擦速度代替了流速。

除了由于底层的摩擦力导致形成海底边界层外，在流态充分稳定、水深足够大的情形下，还会产生一个海底的厄克曼层。目前，人们企图导出真实的、符合浅海的涡动粘滞系数，他们同样运用了主应力（风切应力或底摩擦力）定义摩擦速度 u_* 的方法。不过，在采用恒定的涡动粘滞情形下，可以获得较为合理的结果。对浅海来说，

$$\frac{\eta}{\rho} = \frac{u_* H}{20} \tag{7.7}$$

对深海

$$\frac{\eta}{\rho} = \frac{u_{*2}}{200f} \tag{7.8}$$

当

$$H = \frac{0.1u_*}{f} \tag{7.9}$$

发生由浅海到深海的转变。

第四节　海岸边界层

与上述所有边界层比较，受到关注最少的一种就属海岸边界层了。可以这样来定义这个水带，在此水带内占优势的为相对持久的沿岸流动。在这个海岸边界之外，惯性运动以及其他具有微小偏转的流动占优势。海岸边界层的宽度除了取决于深度外，还决定于该深度与海岸距离的变化，而且与长陆架波及短陆架波的影响宽度相等，一般在中纬度的陆架

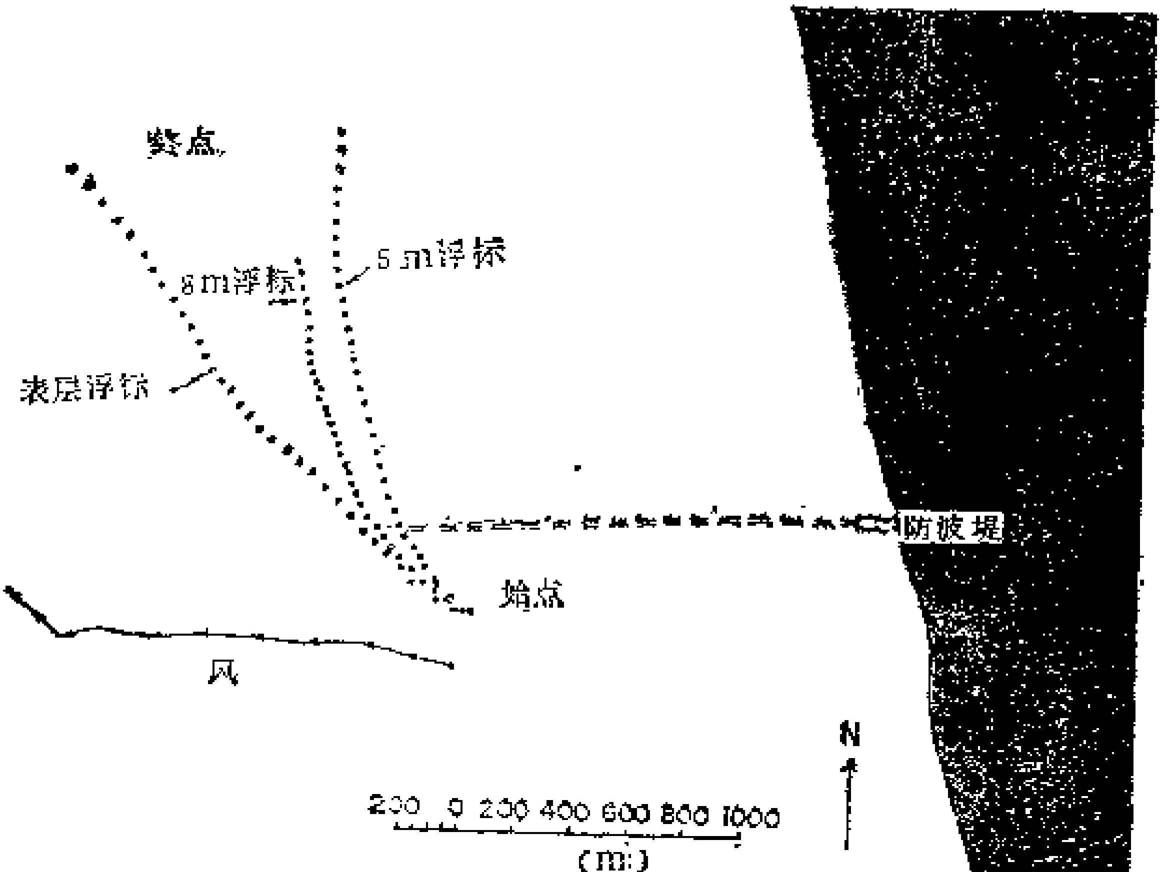


图7.6.　近岸10m水深处的表层、5m、8m的浮标路径。风向主要为离岸风，但浮标却平行于海岸漂浮。

水体中约为 10km。

从移动浮标的大量观测中可以看出，靠近直岸处不论风向如何，由局地风所引起的主要流动与岸交角仅有几度（几乎平行）。图7.6表明西澳大利亚佩斯以北近岸10m深处的这一种现象。显然，浮标的偏移方向对科氏偏移来说是“错误”的，因此，这种漂浮轨迹与厄克曼螺线几乎没有什么关系。虽然表层流似乎反映了次表层流与风的综合效应，但次表层流流向却基本上与海岸平行。

三月份，澳大利亚西南部主要为东风。风吹刮一时段后，近岸水位下降，并且产生一个外海压力水头，从而驱动一个向岸流动的次表层流，它并不反映使之向北流动的科氏偏移。因此，观测得到的向北流动的水体实际上是一个地转流，它是一种对风产生的向岸或离岸方向压力梯度的反应。如果风向十分规则且吹刮时间足够长，那么，形成的沿岸流可能相当强大，并基本上可看作一个近岸射流。

横向流动

陆架水体若分成近岸边界层和外海区，那么，近岸排放物的扩散可以设想为两个部分：① 在海岸边界层上的扩散；② 在海岸边界层与外海区之间的扩散。当近岸与外海有大量水体混和，众所关心的许多排放物自然会消失。因此，海岸边界层与外海区的质量交换就成为污染物研究的关键性问题。

上述两个海域间的质量交换，受到我们要考虑的向岸或离岸的二次流的支配，这种二次流是叠加在占主要地位的、类似于射流的近岸流。这种二次流称为横向流动，它往往发

生于风产生后的过渡时期，在这时段中，海洋本身要力图产生一个新的地转与厄克曼平衡。

要形成向岸或离岸方向的压力梯度，必须有水体的向岸或离岸输移。若所需水量不大，引起水位变化也小（几厘米）。然而，水密度的内部调整常常包括垂直温跃层的运动，在 5 km 宽的近岸区甚至有 10m 左右的变动范围。例如从下降流转为上升流，或者由上升流转为下降流，都几乎能够包括海岸边界层的全部水交换。由于给出了温跃层深浅（上升流或下降流）的概念，就伴随着给定了近岸射流的方向。例如，风改向后，射流方向也同时改变，这成了由下降流转为上升流（或者相反）的开关(Switch)。与此同时，通过横向流动进行着一种基本的物质交换 。

第八章 混 合

第一节 湍 流

19世纪末期，雷诺（Osborne Reynolds，1842—1912）研究了在半径为r的管导内，具有不同流速、不同密度ρ和不同粘滞性μ的流体的流动。他发现，当无量纲数$\rho r U/\mu$（现在称为雷诺数）小于4 000时，运动将是平滑的层流，大于此数时则为湍流。如果水分子运动粘滞系数为$\mu/\rho=1.4\times10^{-6}m^2/s$，$U=1cm/s$，那么，深于1m的水体将处于湍流状态。这种湍流有时也称为雷诺数湍流，它常在河流、海洋和近岸水体中出现。处于层流状态下的流体性质（动量、热量盐份等），并不以分子的随机振动而传播，但是，通过流体运动却具有大规模的传输，这是什么道理？对湍流的相似研究表明，大规模的传输是由涡漩和涡动进行的，而它们的随机运动和相互作用是与分子运动的情况类似。

处于湍流状态下，流体的性质可以通过相对于平均值的脉动（起伏现象）而相互交换。要测定这些脉动（例如瞬发的阵风，短期突发的海流等）极为费时而昂贵。通常，在对环境的研究中，仅测定它们的平均值，因此，很多湍流研究都趋于直接运用平均量以确定湍流效应。第六、七两章曾谈到这方面的简单计算方法。假定，流体性质的通量与该性质的平均浓度梯度成比例，那么，恒定的比例值就是合理的涡动系数。那时水平通量应由平均水平速度梯度$\eta du/dz$所给

定，这里η为垂直涡动粘滞系数。

涡动的尺度 l 决定了 η 量级的大小，因为它决定了混合长度，在这样一个长度内的物质，在释放与获取它们的动量之前就要进行交换传输。这些均可以用量纲分析表述：

$$\frac{\eta}{\rho}=l^2\left|\frac{dU}{dz}\right| \tag{8.1}$$

然而，可惜的是不可能有一种唯一的尺度来表征海洋上的涡旋。全球有各种各样大小不同的涡旋，从几厘米大小到相应于边界流、大约直径为 200 km 的大涡。一般的动量库中的涡旋有大有小，就如理查森(L. F. Richardson，1881—1953)所描述的那样：

大涡旋套着小涡旋，
以它的速度为能源；
小涡旋里的小涡旋，
继续下去直到粘滞不动。

上述规律的一个主要例外是，海洋中的大涡旋将它们的能量的主要部分，转回到温带海区流系的大尺度涡旋中，这是负粘性现象的一个例子。

一个复杂而使人更难理解的是，强大的流体静力平衡会导致在垂直和水平方向上大小不同的涡旋。当水中密度随深度变化迅速增大时，这种差别更为明显，因为这些变化以各种不同的方式加强了对水平和垂直湍流的影响。在密度随水深增加而迅速加大的地方，因为被带到上层的水体，将被较轻的水体所包围和抑制，所以使垂直随机运动受到阻碍，但水平运动却依然如故。下一节我们将进一步讨论有关分层系统中这种类型的湍流。

湍流传输热量、盐分和动量，根据同样的理由，也可以

将湍流传输应用到涡动热传导和涡动扩散上。垂直方向的热和盐分传输比动量传输小得多，因此涡动扩散和传输比垂直方向的涡动粘滞性也小得多。然而，实际上在同一个涡旋系统中三种性质的水平方向传输（水平方向的涡动传导系数、扩散系数和粘滞性系数）彼此都是相等的。

分层湍流

如果在密度大的流体上覆盖着一层较轻的流体，则流体是十分稳定的。如果我们强使流体作垂直运动，那么，强大的浮力将迫使它最终回到初始状态。密度分层状态越大的流体，其稳定性就越大。

现在，让我们设想一种较轻流体覆盖在较重流体上的情形。如果在两层间有一种相对运动，那么，这两层流体间的边界将发生形变。这种相对运动越是强大，边界层也将变得越不稳定并产生湍流。一般可以认为，密度梯度与重力是一种稳定力，流的剪切力则是一种非稳定力。这两种效应间的比率，称为理查森数，它由下式给出：

$$R_i = \frac{-(g/\rho)\left(\frac{d\rho}{dz}\right)}{\left|\frac{dU}{dz}\right|^2} \tag{8.2}$$

如果流速剪切$\frac{dU}{dz}$很大，或者分层状态$\frac{d\rho}{dz}$十分弱，理查森数将小于1/4并形成波动（图8.1），进而产生湍流旋涡，流体内的两层也就会相互混合。这种形式的湍流也称为

理查森数湍流。

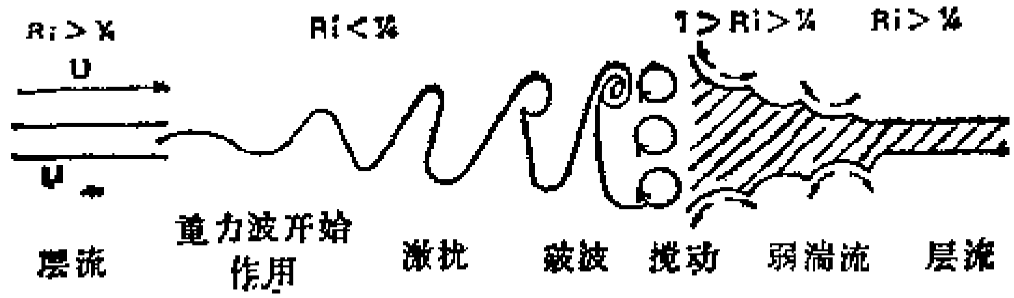


图8.1. 层化水流中的湍流循环。当速度切应力增大时，理查森数R_i将小于它的临界值，湍流便会发生。

第二节 对 流

煮开水时壶底受热，壶底水随着温度升高和密度变小而升至上层。在表层，水将很快冷却并成为一个密度较大的水体，它不仅遭到暖水的取代，还会下沉到壶底，从而使循环持续不断。这种由于垂直方向密度不同所导致的垂直环流，称为对流。它受制于浮力，还与那种把水体从这一边带到另一边的水平环流过程相对应。

在海洋或湖泊中，当气温低于表层水温时便会发生对流。表层水温变冷下沉并被次表层水所取代，然后，次表层水再被冷却下沉。就如在第五章第二节所表明的那样，这种过程的机制在高盐度和低盐度水之间是有区别的，但它们始终能够保持这种对流，直至水体冷却为止。

温盐对流

如图5.3所引证的例子那样，大洋中的温跃层，可以把

暖盐水与其下层的冷低盐度水分隔开来。可是，如果上层水被冷却或下层水被加热，就有大规模的对流产生，或者是冷盐水的下沉，或者是暖低盐水的上升。

现在假定有一长管垂直地插在海上，上层为一混合层，底层为一冷深水层。当一台水泵把冷深层水从底层向上抽取，那么只要当水体到达管顶，并使抽水机停机之后，这种环流便会依靠本身的力量而继续保持下去（图8.2）。到达上层的冷淡水，将被周围的暖水加温，并呈一浮动状态。随着水体不断上升不断被加热，这种运动便能够保持下来。事实上，这种机制也可以反向进行。如果水泵一开始就把水向下压送，上层盐水将会被冷却而加大密度，从而使水体不断地向下沉落。

双向扩散对流

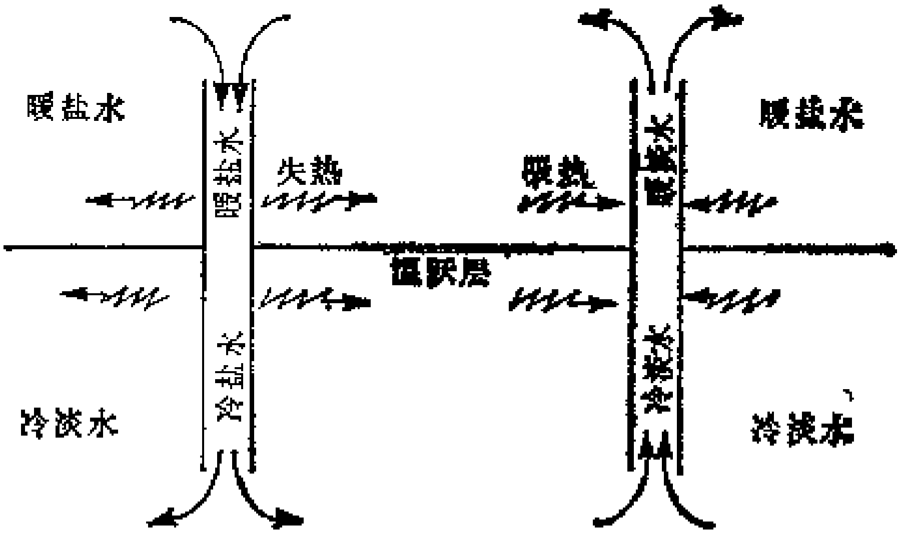


图8.2. “盐泉”机制。由于热量扩散远大于盐分扩散，因此，即使在“管道”不存在的情形下，这种现象也能在小尺度上进行。

上节所谈到的“盐泉”机制是一种通常称为双向扩散对流运动类型的例子。另一种类型则是这个例子的相反情况：冷淡水位于上面，暖盐水在下面。界面以上的那层水变得比较轻并上升，相反，下层水变得比较重而下沉。这样的一种现象称为“层化”，它可导致一个均匀层，并且被一个具有激烈温度和盐度梯度的薄层所分隔。

双向扩散现象利用分子扩散以促使对流。由于分子热扩散是盐分子扩散的一百倍，因此，不论对温跃层盐泉机制还是分层的稳定性，固体边界或锐缘的边界都不是基本的条件。因而，两种运动都能在流体内部产生，並不需要有一个管子把两层流体联系起来。

图8.3 为等密度的、呈分层状态的糖水与盐水溶液界面间，由温盐双向扩散所形成的“盐指(salt fingers)”照片。最初，两种溶液同放在一个实验槽内并以一板相隔。拿开阻隔板后，两溶液便开始相互渗透，通过双向扩散而形成盐液与糖液按垂向分层。

在两种流体密度相同的深度上，一种流体渗入另一种分层流体所形成的层状是随时可见的。

第三节 湍流卷吸

从本章第一节所述，我们便会了解，当分层流体内有一速度剪切薄层时，该流体是可以变为湍流体的。这种现象，在一个两种流体的分界层内有极大的密度梯度(即密度跃层)，而其中之一又为湍流体的时候，便可导致形成一种称为湍流卷吸的有趣效应。

当大密度流体上层的小密度流体为一湍流体时，界面上的速度起伏，形成小尺度的波动及涡旋，从而把没有湍流的

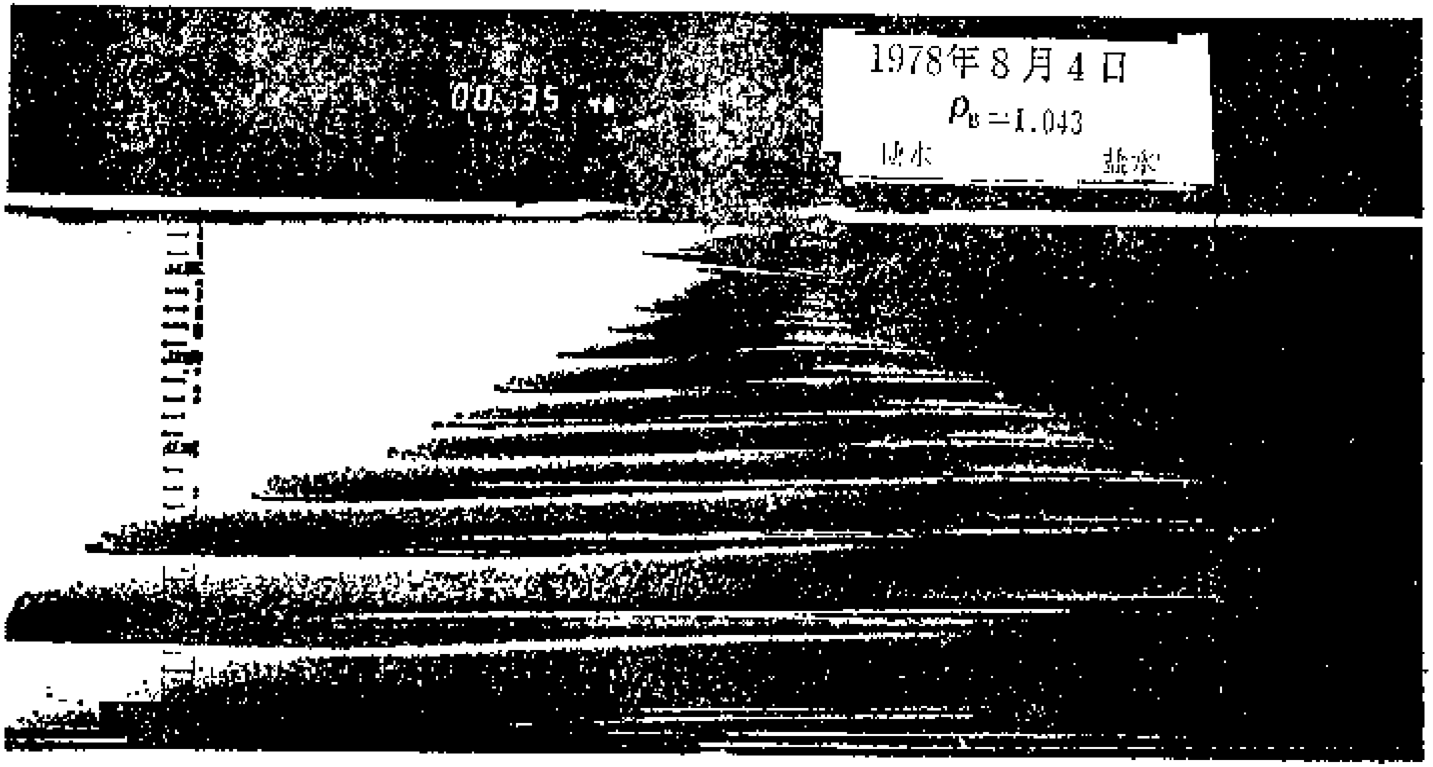


图8.3、 性质相异、密度相同的分层水体，通过双向扩散引起混合的情景。

流体卷吸到湍流的流体内。随着处于稳定流体数量的减小以及湍流流体的增加，密度跃层便以U_e的速度向下移动，这种速度我们称为卷吸速度。

湍流卷吸是海洋上层对形成和保持温跃层的一种反响。作用在海面上的风搅动海洋上层，使之成为一个充分的混合层。只要风能够给予充分能量，这一层便可以从其下层卷吸冷水。如果风给予的能量充裕，那么它不仅能卷吸一些冷水，且能把它充分地混入到混合层中。这就形成一个或多或少具有恒定温度的上层水体，并与水温随深度增加而减少的下部水体急剧分离。这种急剧分离区域构成了温跃层。

当充分混合层所接受的风能已不足以卷吸并再充分混合其下一层水体时，温跃层的向下伸延便告终止。停止刮风后，这种现象是可能发生的；自然混合层变得很深时也会发生。只要我们仔细观察海洋上层便会发现，温跃层是具阶梯形状的。这是在风吹历时较长而形成深层温跃层后，紧接着又有一个较长的无风期而形成的。无风期内，海洋上层变得十分平静，表层水在太阳辐射下不断升温，新的吹风期开始后，温暖的上层水又遭到混和，并在过去的那一个温跃层之

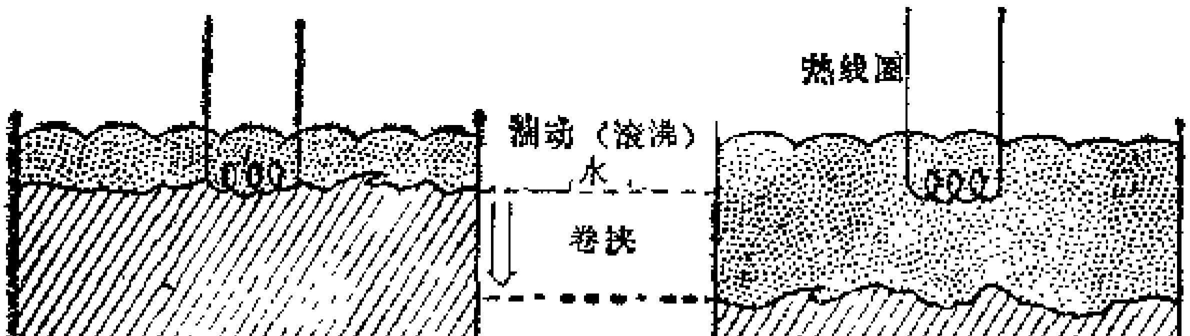


图8.4. 上层水滚沸时之湍流卷吸现象，海洋上层的搅动能量是由风提供的。

上形成一个新的温跃层。

所有这些效应在实验室内很容易说明。图8.4 描述了湍流的卷吸过程，图中的电热体（不是风）提供了扰动源。电热体置放于烧杯的上层，从而产生了热水的上湍流层（自然，它是一种较轻的水），并开始向下层的卷吸作用。尽管图上所绘的是有意的夸大，不过杯的上层开水与下层水之间的界面还是很容易看到的。这一界面不断地向下伸延，最终到达底部。当这种情形发生之后，水的滚沸程度便引人注目地加强，这是因为能量已不必供应卷吸而只用于使水滚沸罢了。换句话说，如果实验的电热体时开时停，然后又重新打开，那么上面所述的那种阶梯状温跃层结构就会变得十分明显。当表层水继续受热又看到什么呢？此时的上层温跃层便会不断地向下伸延，直至明显地吸收了旧温跃层为止。

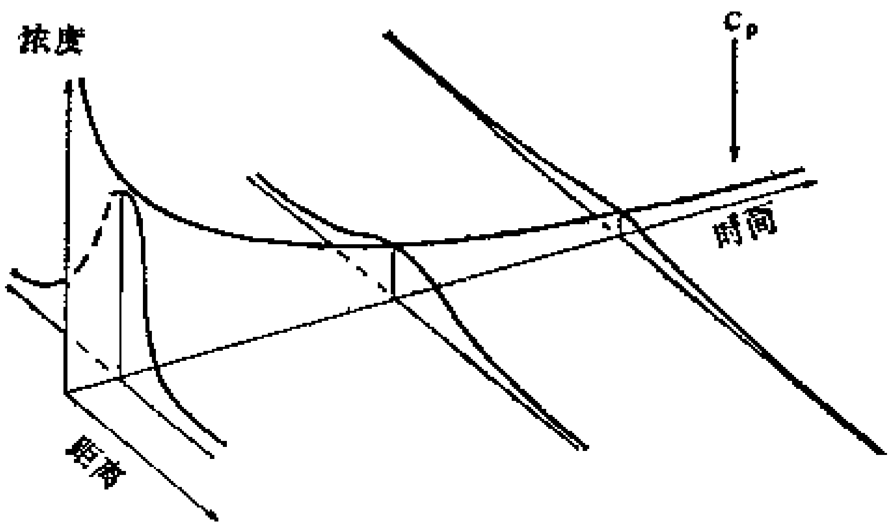
第四节　弥　散

弥散是水中微粒或溶液中杂质的扩散行为的通称。在静止水体中，促使弥散的物理机制是分子扩散。在这种情形下，如果一块可溶污染物被迅速地投入水中，它将向外扩散（或弥散），从而使离开投放点不同距离的浓度分布呈现出一条高斯曲线。随着时间的延长，曲线最大浓度峰将逐渐降低，污染物散布范围不断增大，最后达到最大距离(图8.5)。在无湍流情形下，就如第六章第四节所讨论的那样，污染物的通量是与污染物浓度的梯度成正比，并且具有一个恒定的比值——分子扩散系数。

著名的英国流体力学专家泰勒爵士(Sir Geoffrey Taylor 1886—1975)曾发现在那充满着湍流流体的导管内，溶解污染物的流动具有一个显著的特征，那就是，在流速方向上的污

染物通量与污染物平均浓度的梯度成正比。无疑，污染物的扩散首先是由断面的流速曲线形成；具有速度梯度的流动常被称为“切变流”，而由泰勒所分析的机制则认为是切应力的作用。泰勒的工作对弥散的数学分析无疑有很大的贡献，因为由他分析得到的扩散方程式能够用来描述弥散，并得到弥散系数 Δ，它对某种特殊的流体状态及管路半径是一个常数。

当点绘浓度分布与距离的函数曲线时，弥散系数便可与浓度分布曲线的统计性质联系起来。随着时间的延长，曲线将要展平（图8.5），其宽度的度量可用方差，一般写成σ^2。



8.5. 分子扩散状况下污染物的瞬时浓度-距离曲线。随着时间的变化，曲线展平，浓度峰值减小，变化范围扩大。

对高斯曲线来说，方差等于从峰值到浓度减少为峰值的0.368（$=1/e$）倍处的两点间的宽度。如果弥散系数为一定值，就表明方差随时间呈直线变化

$$\sigma^2 = 2\Delta t \tag{8.3}$$

或者

$$A=\frac{1}{2}\frac{d\sigma^2}{dt}$$

有着普遍的趋势来推广扩散方程，以用于环境问题，在此不作更多的推导。其中，最早的是试图在内斯湖（英国）测定两个用欧洲防风木制的浮标物间的距离，以便作图解说明。然而，这种间距（与测定的σ^2相近）平方除以所经过时间的比值并不是常数，而是随着它们间距的4/3幂而增加。自此以后，几个实验都证明这种比值并不是固定的，增幅约为8/7至4/3幂。后来的大多数实验都使用示踪荧光粉，以代替欧洲防风木浮物。图8.6所描述的就是许多河口与海岸的实验结果，可以看出，σ^2随时间是以7/3幂而增加，作为上述间距的函数，它支持了σ^2对时间的8/7幂规律。对方差的时间导数的弥散系数，则随时间依4/3幂而增加。非恒量这一事实同样还表明，对海岸水域的弥散来说，扩散方程并不是一个合适的计算公式，不过如前所述那样，由于直到目前为止还没有更为有效的公式，只好继续沿用它罢了。

大多数的弥散研究都是用罗丹明WT染料进行，因为它能用荧光对微量浓度作精确的测定。染料在海水中相对稳定，它不会因水中存在的其他物质的化学或光合作用而迅速分解。只要我们倾放足够量的染料溶液，并进行数天的染料跟踪，模拟水体中可溶污染物弥散及其运动是可能的。

由近岸城市所排放的废水和近岸发电站所排放的热水，正是依赖湍流弥散来混合和稀释各种排放物，以减少对环境的影响。混合可用人工方法加剧，办法之一就是建立出水口扩散器系统。利用组成一列的排放分叉管导，可以产生快速的混合效果。例如，在美国洛杉矶 Orange Country 的Sanitation 区所建的直径 3 m、长 8.3km 的出水口建筑物，就有一

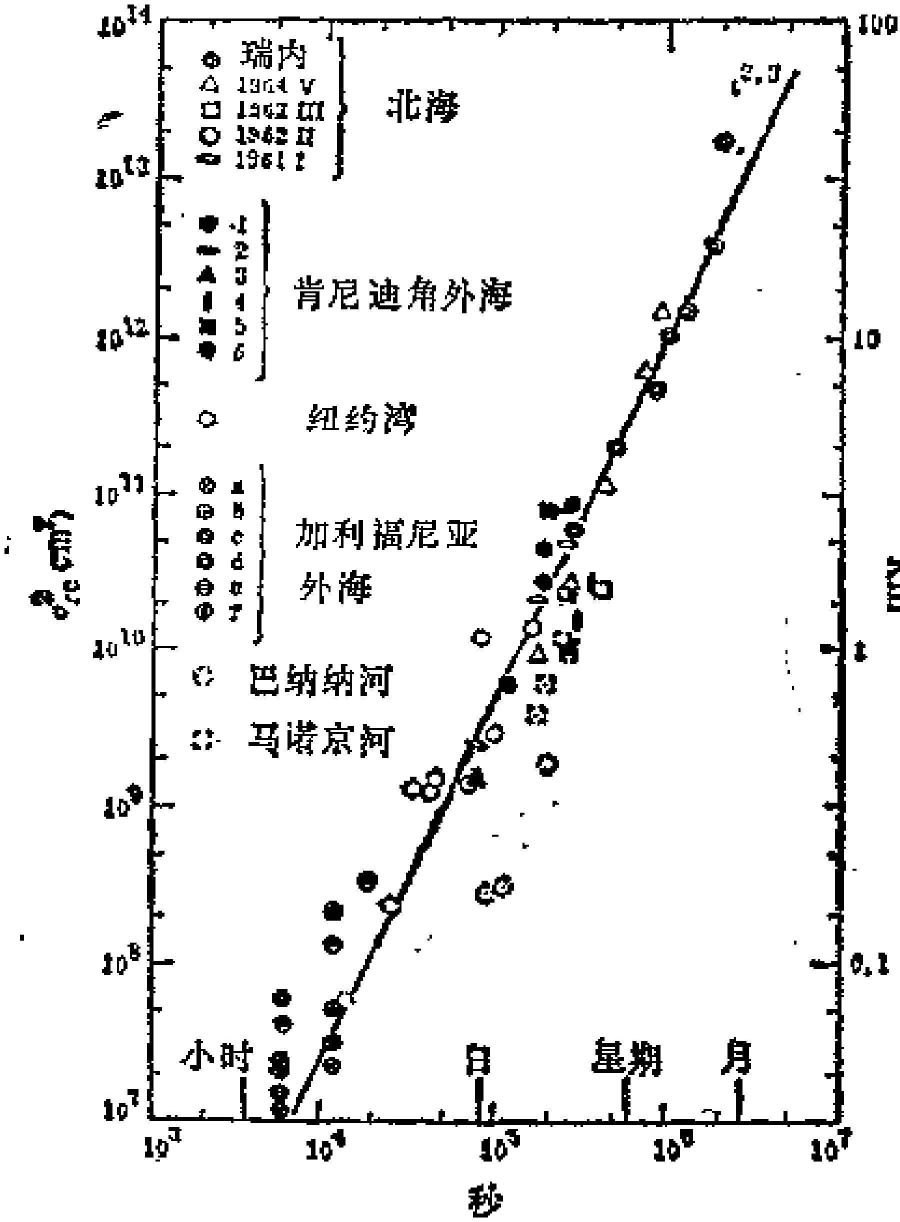


图8.6. 弥散研究成果综合图。表明量值随时间依7/3幂而变化。

个1 800m长的、尾部装有500个等距离排放孔口的扩散器系统。对由设计工程师选择的、具有特别用途的最好的扩散器，必须将他们的选择建立在对排放率、扩散距离、排放水深、周围流场与密度分层状态了解的基础上。另外，结构设计必须令出水口在使用期内，能经受一至两次灾害事件（极

大浪或地震）的袭击而保证安全。

排放物的迅速弥散，将使最大浓度迅速地减小。倘若排放物是从船的一侧倾放并向下风方向混合的话，那么，它们便会形成一条从表层到底层——或者从表层到温跃层的线。按照扩散理论，最大浓度 C_P 可由下式给出：

$$C_P=\frac{m/H}{2\pi\sigma^2} \tag{8.4}$$

式中m为物质排放量，H为相应水深，σ^2为从图8.6获得的值。例如，将5t(吨)氰化物倒入100m水深处，那么，需要多长时间其浓度可以降至5μg/l的水平呢？回答此问题的主要困难在于要使所有的物理量具有同一单位。由于图8.6的单位为s及(cm)^2，我们现在用kg和cm单位。首先，5t（吨）为5000kg，100m为10^4cm，5μg/l为5×10^{-12}kg/(cm)^3。把这些代入式(8.4)后，可以发现，当$\sigma^2=1.6\times10^{11}$(cm)^{2}便能达到必要的稀释浓度。从图8.6我们还可以看到，大约需要一个星期，方差值才能达到这个水平。弥散过程说明，如此巨量的有毒物质几乎需要一个星期才能在一个大水域中散开。

第五节 海洋锋面

迄今为止，本章已论述了数种有助于使不同性质的水进行混合机制，然而，同时还要提醒一个事实：不同性质的水体确又是共存的。在水体间的边界层中，我们常常会发现一条明显的、具有特别波纹或波动的分界线，称为苏膜(Siome)。各种漂浮物常聚集在苏膜辐聚线上，它包括有各种各样的垃

圾碎屑，泡沫，以及从浮游动物、软体动物、鱼类、鸟类、昆虫、海豚、鲸鱼等的整个生物链。因此，苏膜线是一个良好的捕渔作业区。

不同性质水体的相邻边界称为锋面，且因其地方不同而分别称为海洋锋、近岸锋和河口锋。一般说来，锋区是一个水体强烈运动和混合的地方，比起典型的外海垂直速度可大千倍，双向扩散和湍流也很强烈。对于锋面能够保持它的本性，以反抗强烈混合过程的精确机制，直到目前还未清楚。

锋面大概可以分为六种类型：

① 外海大尺度海洋锋；

② 体现海洋西侧主要海流边界的锋面，这些锋面与起源于热带的暖而咸的水体入侵而转移到较高的纬度上的水体相联系（如湾流、黑潮）；

③ 陆架坡折锋，它在陆架或陆架坡边界上形成，诸如在大西洋中部海湾所见的那一种；

④ 上升流锋，它本质上为一倾斜的密度跃层的表面，常在近岸上升流区形成。图 8.7 展示了北半球出现划分两种水团的密度跃层时这种过程随时间的变化。由稳定南风所导致的厄克曼效应迫使海岸水位升高，这样，通过部分地有助于减低压强梯度力的次表层反向流，提高了近岸处的密度跃层（一般的法则为，如果两层流体界面倾斜的话，温跃层将向相反方向倾斜）。风如果继续吹拂的话，密度跃层就会破坏在锋面边界处与沿岸射流一起产生的上升流锋面；

⑤ 羽锋为河流羽流入海后边界层上形成的锋面（例如亚马逊河、哥伦比亚河及赫德森河等）；

⑥ 浅海锋是大陆近海、河口、岛屿、浅滩、海岬角、沙洲附近形成的一种锋面，一般，它位于浅海中由风和潮汐

混合的近岸区与成层的外海深水之间的边界域上。这种锋可以通过急剧的表层海水温度变化而勾画出它的位置，且在红外波段的卫星像片中较易地表现出来。

确定浅海锋的一个简单而方便的办法是利用分层参数。

$$S_H = \lg_{10}\left(\frac{H}{U^3}\right)$$

这里，H 为水深（m），U 为平均大潮表层潮流速度(m/s)。这是一个保持充分混合条件所需的能量（与水深成比例）与

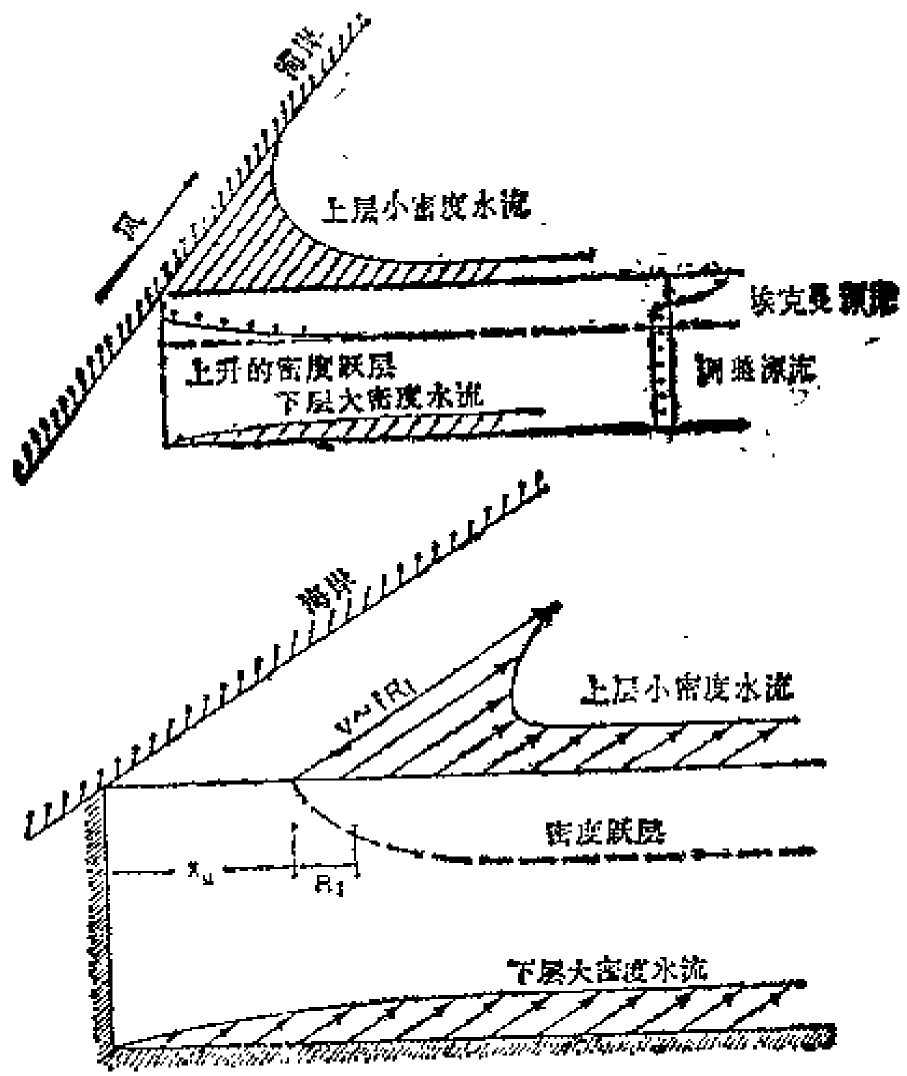


图8.7. 北半球上升流锋面和近岸射流的演变。

由潮汐所耗散能量（与U^3成比例）之比的参数。小的S_H值则表示具有良好的垂直水体混合（因而也是温度较低的水）。图8.8为不列颠诸岛的S_H等值线图。红外线图片和

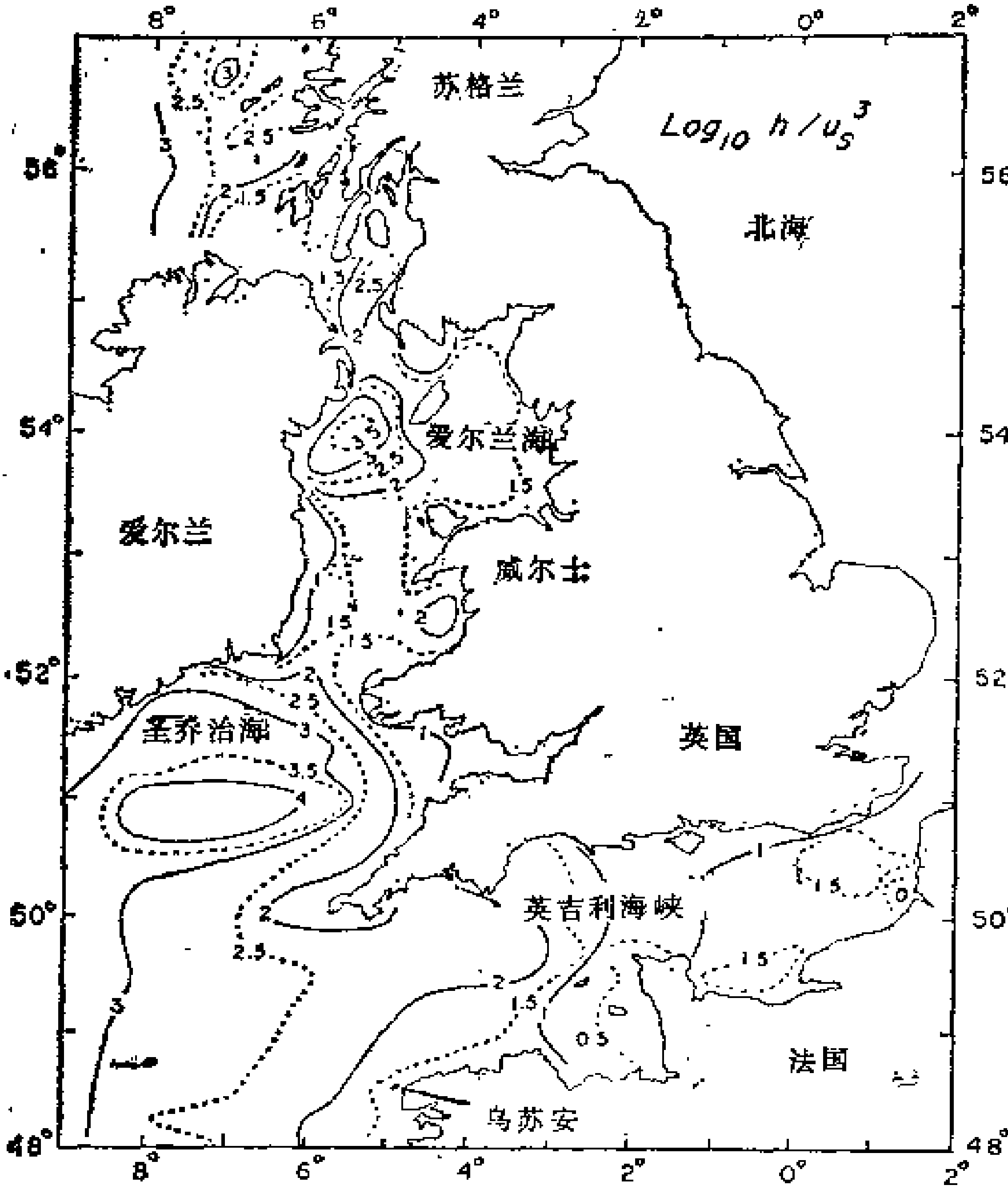


图8.8。 层化参数S_H可用于划分浅海锋面的形状，其边界恰为S_H的等值线。

船只观测表明，充分混合和分层条件间的锋面，确实反映了这个等值线的走向，锋面大约位于$S_H = 2$的等值线区。

第六节 大尺度混合

温带海洋涡旋

温带海洋中的环流明显地受到反气旋涡量所引起的涡旋的支配（北半球为顺时针方向，南半球为反时针方向）。位于这些涡旋的海洋西侧边界上的流动，比起中部或东部边界的要来得强大（图6.1）。在本章的前半部，我们曾谈及在多大的流速下才能导致湍流发生的条件，它包括无论是通过大的雷诺数以致整个流动成为湍流状态，还是通过在流动的边缘上，理查森数变小以致流的切应力变得十分激烈所成的湍流状态。另外，湍流状态还可以通过流场的弯曲部份的不稳定性而形成，不过，在快速流动的情形下比慢速更易于生成湍流。这种不稳定性，同样可以促使水体混合，只是尺度大得多。

海洋西侧回环

大西洋中部西侧的湾流是一个最为人们所了解并作了最广泛研究的西侧边界流。它与日本东海岸的黑潮一道，是离开海岸后流带相对狭窄并形成不少曲折环状流的一股流动，这种环状流常称为弯曲（图8.9）。流动弯曲的栽截与闭合，产生了一种快速流动的回环（circular ring）。其典型

尺寸大小一般为150—300 km，有些还会向下扩展2 500—3 500m，几乎触及底层。它们有时会侵入大陆架，并强烈地影响着陆架环流。

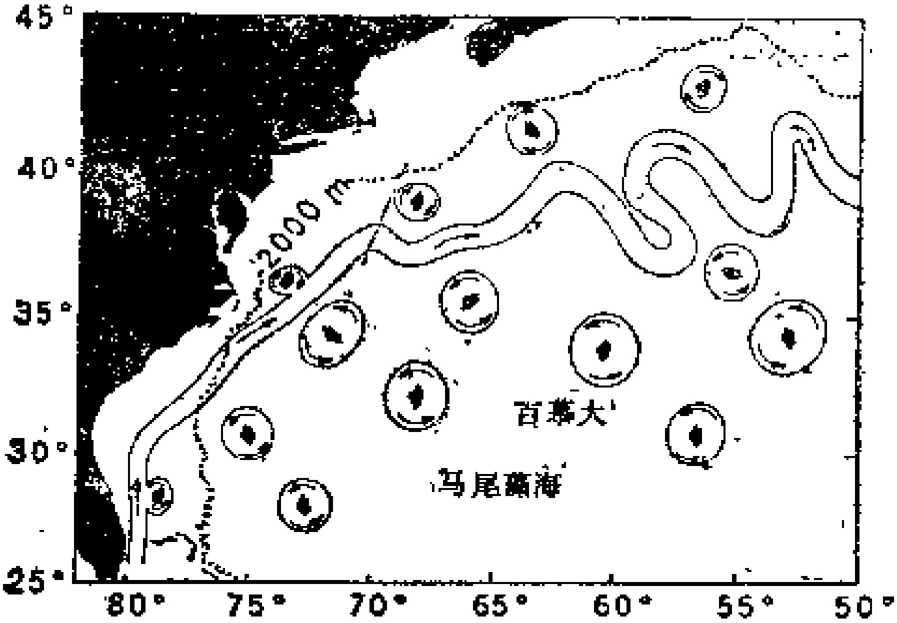


图8.9. 湾流的弯曲蛇行及回环的分布。当回环进入陆架区后，陆架环流将产生明显的变化。

由于湾流把马尾藻海南部的暖水与北部的冷水分割开来，因此，环核的水温与周围有相当大的差别。若流动弯曲在南侧受到裁截并封闭了冷水，那就会形成马尾藻暖海上的冷环核；对弯曲的北侧来说，在湾流与海岸之间的冷水中形成一个暖环核。这种温差状态能使回环较易地定位和跟踪。环的移动速度每天约为3—5 km，并能在重新被吸收到初始流场之前坚持1—3年。

回环也能在绕南极水环流体系中形成，虽然它比起湾流的回环平均尺度较小和衰减迅速，然而，每个这样强大的流动，却能明显地形成十分强大的、大尺度的湍流，它们不断地从海上的一个地方到另一个地方传输盐分、热量和动量；

同时，还运载着跟随移动的生物群体，而它们在各个方面与环外的群体截然不同。这些有机体以及它们的物理、化学环境都是水团派生出环核的象征。湾流南侧环核内的冷水生物群体，必须力求抵御随着回环的消散及逐渐失去其一致性所产生的环境缓慢变化。

根据简单的海洋环流知识可知，回环可以聚合污染物。另外，它还能隐匿潜水艇。声音鉴别是一个用于跟踪潜艇的基本方法，然而，环中盐度与温度的变化却严重地干扰、歪曲了隐藏潜艇处的声道。

海洋东侧边界涡旋（Eastern Boundary Eddies）

从第七章第二节中我们就已经获知，大洋东侧边界流场常是近岸上升流的源地，同时，它导致有时在海面，但更多在水下100—200m深处出现与沿岸反向流（countercurrents）在一起的复杂环流。学者曾对加利福尼亚流等作了长时间而细心的研究，并没有发现存在有单一方向的简单流动，相反，存在的不如说是一系列大尺度涡旋叠加在一个宽阔而又疲弱的向赤道流。尽管，曾有假定说这样的复杂结构可能是上升流过程本身所造成，然而，根据目前对西澳大利亚海域的详细研究（这里没有上升流）表明，这极大地是由涡旋所构成。（记住：强的流动能产生回环，其它的就是涡）。图8.10为西澳大利亚流夏季环流型式，可以看到，流与涡之间的协同现象。涡旋顺着与流动相同的方向旋转，因而不会产生环路或蛇行现象。这样一种东侧边界上的涡环流(current eddy circulation)，可体现出负的粘性现象——在这种情形下，涡

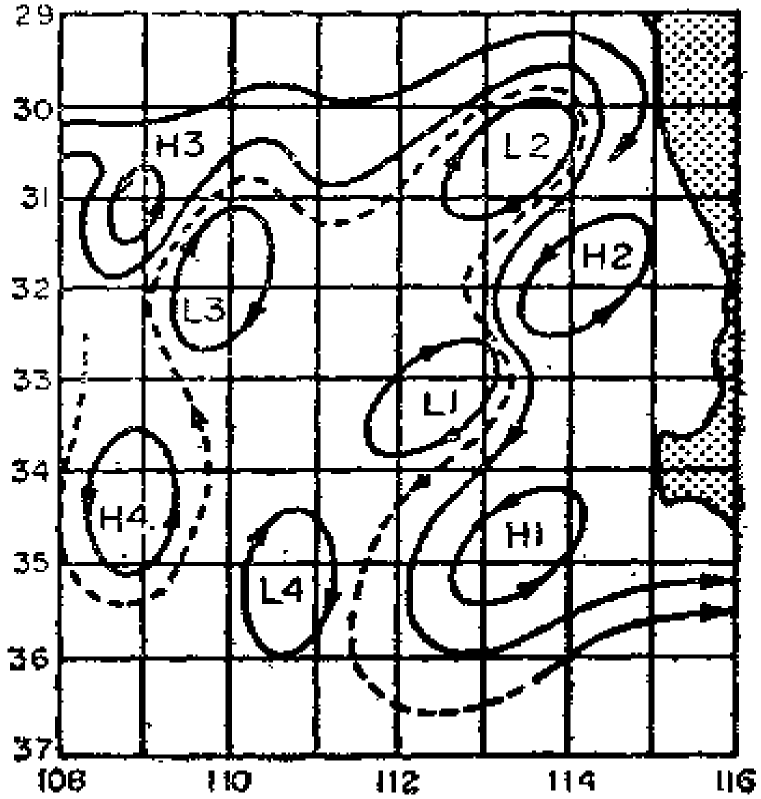


图8.10. 以涡旋为主的澳大利亚西部环流，其中可以看到统称为莱维恩（Leeuwin）流向南流动，它是一种具有季节性且常消失的海流。

旋支配了平均环流。

尽管图8.10所指出的是一个向南流动，然而在别的时间里，涡旋则有向赤道方向的漂移，而且在涡旋结构以外，也同时存在向赤道流动。为了区别这两种不同的情况，图6.1所指的那种向赤道流，称为西澳大利亚流，相反，图8.10的向南流动，称为莱维恩（Leenwin）流。

第九章 海岸气象

第一节 导 言

大气与海洋之间的界面具有许多独特和有趣的特性。风掠过海面会产生波浪，大气压的变化会引起海平面升高或降低。这两种介质均为流体——水为液态、空气为气态，它们都可以在大气与海洋之间的表面形成边界层。空气-陆地-海洋界面的相互作用更为有趣，因而成为本书的中心。这一章我们将集中研究近岸大气。

一个聪明的观测者通过观察海洋可以提前获得将要来临的天气信息。温带地区的大洋西岸，大涌浪先于锋面和风暴到达岸边。太平洋基里巴蒂岛（Kiribati）的吉尔伯特（Gilbertese）人，使用有壳的水生动物褶蜒螺（*Nerita plicata*）作为他们最可靠的气压变化标记。这种生物在岛屿礁石的浅滩中出现，天气好的时侯浮到表面；大量出现时，说明有一长时段的好天气；天气转坏时则潜入深层。

海岸气象学基本上环绕两个问题去考虑，即：水汽及空气中微粒的性质；风对沿岸海水的影响。

第二节 水分循环

如果从学术观点上研究整体的水分输送，那么水分循环

是有用的。这个循环（图 9.1）始于海洋的水分蒸发，并被气流带走，在适当的条件下，水汽凝结成云、降水。到达地表的雨水，较大部分通过植被的作用再进行循环，一部分汇入江河，另一部分则渗入地下成为地下水补给。重力作用使地表水和地下水向低处流，最后终归流入海洋。在近岸水和河流水相互作用的地区称为河口，它是下一章讨论的主要部分。

水分循环过程经历了与近岸海水有关的四个基本阶段：降水、蒸发、地表径流和同海洋交换的地下水。其中最后一项对全球来说是很小的，但对局部地区的污染可能有重要的影响。如化粪池系统裂漏造成污水流入地下水，然后又流进河口湾。低水面时，位于泄水设施不良的河口湾沿岸的大型渡假村，亦能污染其附近的水域。

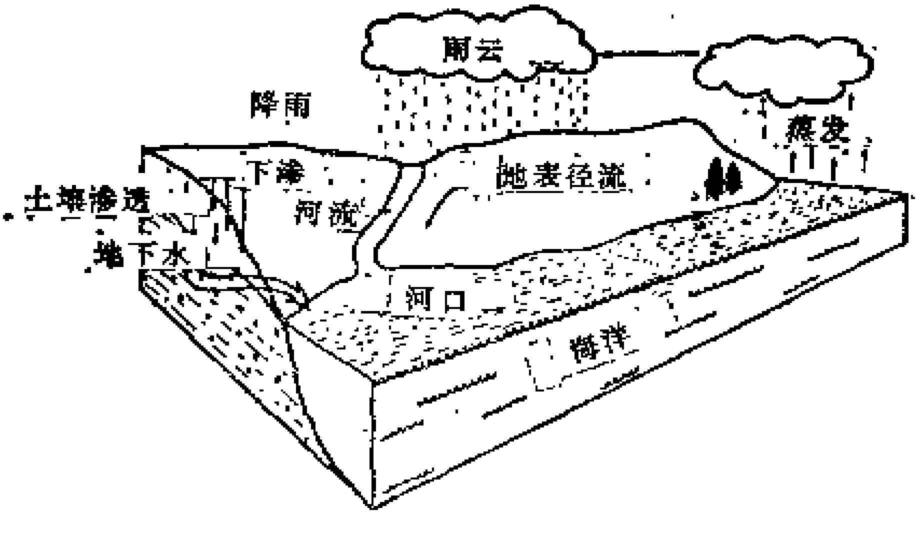


图9.1. 海洋、大气、陆地的水分循环

降　水

通常，赤道附近降水最多，随着纬度的增加降水量减

少，直至30°左右。在这个纬度上有一个很强烈的下沉（空气向下运动）区域，它包括了世界上所有的主要沙漠。从30°至极地，降水量再度增加，然而对于任何等雨量线（降雨量相等的总连线）的详细研究表明，地理因素比起距离赤道的位置更为重要。

降水的主要水汽来自大水体表面的蒸发，因此，陆地上的降水量越接近海岸越大，这是因为在水体附近空气的水汽含量常常达到饱和之缘故。局部影响能增大海岸带的降水。陆地上摩擦作用比水面显著，因此，陆地比海洋更能减少风力。在盛行向岸风的地区，由于风遇到陆地，风速突然减小，产生辐合，从而导致气流上升，降水量增加。如果海岸附近有山脉阻挡（如新西兰的韦尔什山或南阿尔卑斯山）也会使降水量增加。

正确地估计海上的降水量及其分布，只能利用卫星遥感技术，特别是在第十一章讨论的微波辐射仪。拍摄结果表明，热带（尤其是在热带辐合带内）是一个主要的降水区。然而十分清楚，海面温度对一个地区的气候有着非常重要的影响，海面持续低温的区域（例如有强烈上升流的秘鲁外海区域）与同一纬度的其他海面相比，降水量始终比较少；相反，海面高温区域，促进空气大规模辐合上升，并因此而降水。

当海面的温度超过27℃时，便能形成热带气旋。这些强烈旋转的风暴在大西洋称为飓风，在北太平洋和印度洋称为台风。它们可以造成大范围的强风和暴雨，在4 000km^{2}范围内降雨强度每小时可以超过20mm。由于雨能够反射雷达信号，所以当风暴靠近时，标准的机场雷达可以进行跟踪。图9.2是1975年12月热带气旋Joan的雷达图像，它对

澳大利亚西部的赫德兰港造成了巨大破坏。Joan登陆后，在一个沙漠区造成了30个小时降雨，雨量达600mm，因为河流和排水渠道的排水能力不强，致使许多铁路和公路被洪水冲毁。

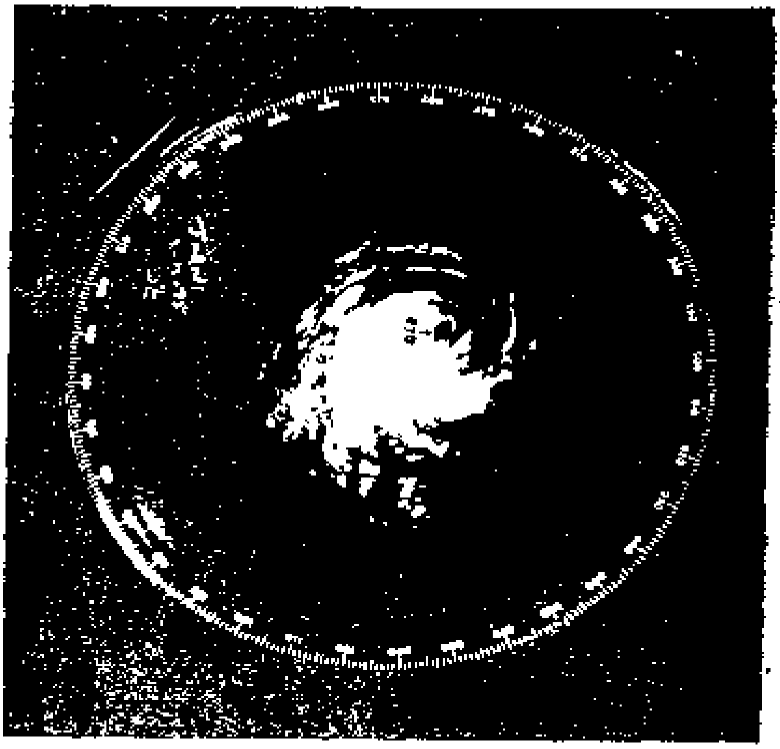


图9.2. 热带气旋袭击机场前在雷达屏上观测到的情景。雨区对雷达产生明显反射，并显出白色的块斑。大雨区位于热带气旋中心前进方向的左侧。

蒸 发

海面上存在着不断交换的水分子。它们在水和大气之间时而向大气、时而返回海面作上下运动。当离开水体的水分子大于返回的水分子时，便出现蒸发。蒸发，增加了大气中的净水汽，所以蒸发是由于水分子运动而引起水分子的净损

失。另一方面，如果较多的水分子从空气中进入水体，则有凝结现象产生。

测定蒸发可以使用一种有刻度尺的容器，让水（当然，降水也可以）进入容器内，而在这个标准容器里消失的水量就是蒸发量。最普遍的标准容器是直径为122cm、高为25.4cm不加油漆的锌铁圆柱型器皿，这称为A级蒸发皿。通常，记录完每天蒸发率后，便注入清水，使其达到20cm的高度。这样测量蒸发率能否代表自由水体的实际蒸发，人们意见不一致，多数人持否定态度，所以器皿测量应乘以一个系数（或者称为器皿因子），以便真实地反映自由水体的蒸发情况。这个系数的大小，随着地点和年内时间而不同，一般在温带气候情况下大约为0.7。估计海洋每年通过蒸发损失相当于1.25m厚的水量。

蒸发损失的热能是海洋三个主要热能损耗源中的最大一个，每平方米平均值约97W。其余两个源：一个是长波辐射——主要是红外线（因此可用来遥测估算海洋表面温度，其平均值为每平方米63W）；另一个是感热损失（包括传导和对流），平均每平方米10W。

蒸发热量传输使热能进入大气边界层的最底层。边界层为湍流层，因此能量通量应取决于比湿和垂直速度的湍流脉动（分别以q'和w'表示）。如果这两个量相互有关，那么蒸发热量损失可以表示为

$$E = \rho_a q' w'$$

式中 $q'w'$ 是两种脉动量乘积的平均值，ρ_a 是空气密度（图9.3）。这是一种从湍流边界层理论考虑计算蒸发热量损失的方法，它在理论上虽然具有吸引力，但是由于设备和分析复杂，以及费用高昂，通常难以使用。目前，多采用经

验公式，这些公式多把蒸发表示为经过湍流传输参数化的大气要素的函数，其中许多是基于道尔敦分压定律。海洋学中最常用的蒸发损失公式是

$$E_a(\text{mm/天}) = \frac{0.143(e_w - e_a)W}{100} \qquad (9.1)$$

式中 e_a 和 e_w 分别为在船上10m高处和水面处的空气水汽压

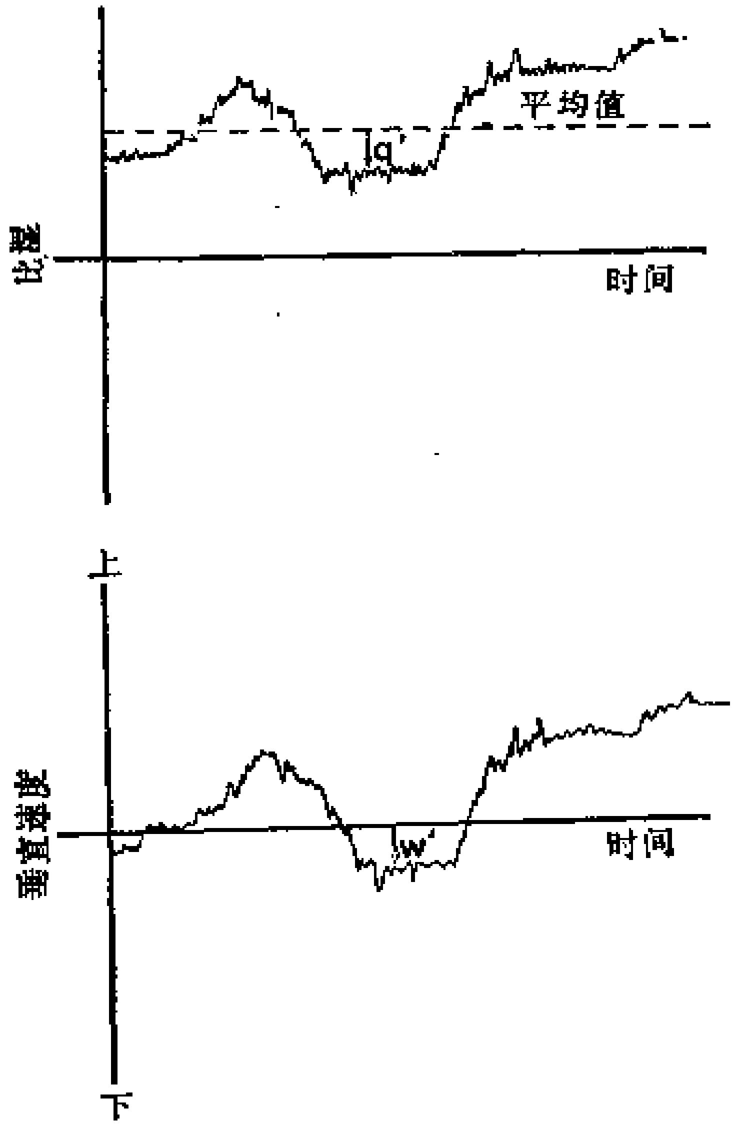


图9.3. 湍流边界层理论是以这样的事实来描述蒸发的，即脉动的相对平均比湿（q'）与脉动的垂直风速（w'）相关，使湿块向上或干块向下运动。

〔用Pa（帕斯卡）表示〕；W为风速，以m/s表示。方程式（9.1）仅表示质量传输的一种近似，它只适用于中、强度风的条件下（即风速大于5 m/s），因为如果风速趋于零，尽管蒸发缓慢，但仍然会继续发生。在这种情形下对（9.1）式的进一步展开以后再行论述。

如果水比它上面的空气暖和，那么空气将变热并出现湍流，蒸发也随即发生，若冷空气掠过暖水区域上面时，可能产生最大的蒸发量。如果空气比水冷得多（这种情形仅在海岸附近出现），则空气变成饱和，且形成蒸气雾。

当海面比位于其上的空气冷时，湍流和蒸发均受压抑。经过冷海面的暖湿空气将发生冷凝，它所放出的热量则进入水面。若与海面接触的空气降到露点，上述情形也能导致某一种类型的雾，称为平流雾。

热带地区以外的最大蒸发出现在冬季。这似乎与加热水时蒸发量增大的经验规律相反。但是这并不完全正确。要知道水面比其上空气暖时蒸发才最大，冬天，热带以外的海面比空气暖得多，故蒸发最大。

能量收支

研究蒸发的第三种方法是考虑维持蒸发所需能量的收支，由于蒸发每公斤水损失2.46×10^6J（焦耳）的热能，人们便可以从热量输入及其转化的原理计算蒸发量。

阳光给予海洋能量（见第十一章），绝大部分位于可见光谱内，我们把它叫做Q_s。Q_s的一部分将被反射，总的反射能量可由AQ_s表示，式中A是反射比例，称为反照率。最后，少量热能通过气流、水流、雨、雪等输送到某一

特定位置。水的能量输入为

$$Q_{in}=Q_s(1-A)+Q_a \qquad (9.2)$$

可用图9.4a表示。

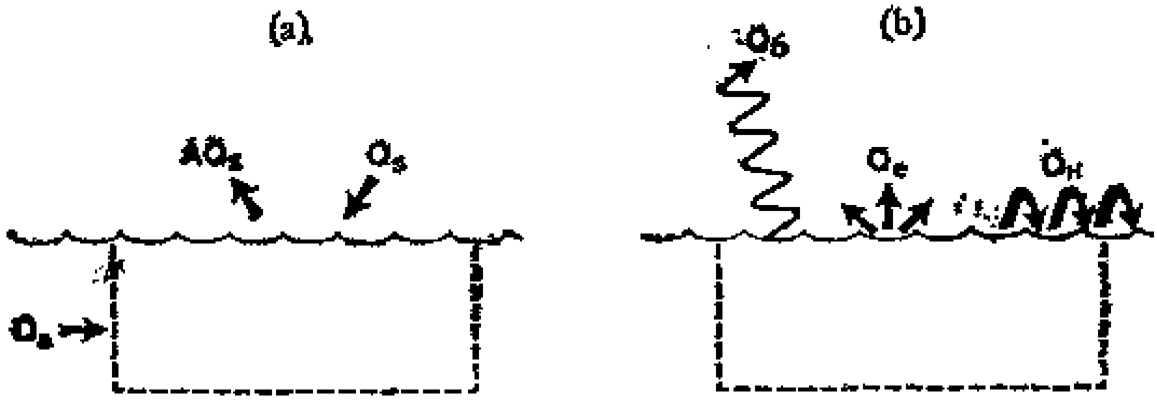


图9.4. 能量收支理论对蒸发的论证是根据输入能量：Q_s（太阳辐射），Q_a(热平流)；输出能量：AQ_s（回辐射），Q_h（感热），Q_e（蒸发），Q_b（辐射）之间的平衡建立的。

能量通过传导、对流、辐射和蒸发，从海面逸出。日射和辐射将在第十一章作更详细的讨论。不过，如果水温是已知数，辐射损失 Q_b 也可以计算出来，它与绝对温度的四次方成比例。显然，能量的支出为

$$Q_{ex}=Q_b+Q_e+Q_h \qquad (9.3)$$

如图9.4b所示，Q_e 是用于蒸发的能量，Q_h 是通过传导和对流输送到大气的热能，称为感热，但很难测量。

处理感热损失的最普通方法是记录与支配蒸发损失一样的那些支配感热传输的要素。感热释放到大气的热量与用来蒸发的热量的比率叫鲍恩(Bowen)比 B，其常用近似式

$$B=\frac{Q_h}{Q_e}=\frac{\gamma(T_w-T_a)}{(e_w-e_a)} \qquad (9.4)$$

这个公式试图定出一个合理的点，该点包括 Q_h 的传导和对流过程依赖于水和空气间的温度差T_w-T_a，而蒸发热的损失

Q_e 就象方程式（9.1）那样取决于水汽压。 γ 称为湿度计算常数，一般取64Pa/k。

因此，可把方程（9.2）、（9.3）和（9.4）视为计算蒸发的能量公式，以获得一个估值 Q_e。它与蒸发潜热L、水的密度 ρ，以及蒸发量 E（米/日）有密切关系。

$$Q_e = \rho LE \qquad (9.5)$$

蒸发潜热随着温度、盐度和气压而稍微变化，通常约为 2.46×10^6J/kg。

彭曼方程

彭曼方程把质量输移和能量收支的处理联系起来，引出了一个应用气候资料估计蒸发量的公式。假定，总蒸发是由唯一受辐射收支决定的能量分量 E_n，和方程（9.1）给出的气体动力学项 E_a 所产生。彭曼方程把两者合并起来，并给出水面总蒸发量 E

$$E = \frac{(E_n\Delta + \gamma E_a)}{(\Delta + \gamma)} \qquad (9.6)$$

式中 γ 代表湿度计算常数，Δ 代表在大气温度下水汽压梯度。这两个量在鲍恩比的定义式（方程9.4）中已出现过，即

$$B = \frac{\gamma}{\Delta}$$

E_n 为纯粹由辐射引起的蒸发，即

$$E_n = \frac{[Q_s(1 - A) - Q_b]}{\rho L} \qquad (9.7)$$

它调整后与方程（9.1）中的 E_a 有相同单位。彭曼方程用权重因子 γ 和 Δ 概括了空气动力的蒸发和辐射蒸发。

第三节　风

风在水面上吹刮会产生波浪。在前面许多章节中已有论述，其中一个位于10m高处的风速仪已成为标准的风速测量设备。由于绝大部分风速仪没有安置到这个高度上，因此把读数订正到相当于10m高的读数W_{10}是必不可少的。基于粘性边界层理论而作出的垂直风速分布曲线可以获得这一结果，但是，一个更方便的、适合于大多数目的的形式是：

$$\frac{W_{10}}{W}=\left(\frac{10}{z}\right)^k$$

式中 z 是风速仪高度（m），W 是观测的风速值，指数 k 随着地形和大气稳定度而变化，其量值约为1/7，适用于绝大多数场合。

在缺少风速仪时，通过蒲福风级表可以估计风速（表9.1）。在野外工作时，蒲福风力等级数的记录非常有用，不能忽视。

海　风

居住在海边的人们十分注意海风。在澳大利亚西部的佩思(Perth)，当地的海风常被称为弗里曼特尔保健风(Fremantle Doctor)，因为在闷热的夏天，它能以气温陡降的形式带来快意，这与下午从弗里曼特尔港口方向吹来的气流相

表9.1　　蒲福风力表

蒲福数	风速 (m/s)	风场描述	陆上状况	海上状况		波高 (m)
0	<0.5	无风	静止	海面如镜	无	0
1	0.5—1.5	软风	烟摆动	鱼鳞状涟漪		0
2	2—3	轻风	风向标静止，人脸感有风，叶子沙沙响	小短波没有破碎	浪	0—0.1
3	3.5—5	微风	旌旗招展	浪花玻璃状泡沫，但未呈白色	微浪	0.1—0.5
4	5.5—8	和风	吹起地面灰尘、纸张	白头长波	轻浪	0.5—1.25
5	8.5—10.5	清劲风	小树枝摆动	显著的长峰中浪，形成许多白沫	中浪	1.25—2.5
6	11—13.5	强风	大树枝摆动	大浪，峰顶全为白沫	大浪	2.5—4
7	14—16.5	疾风	全树摆动	飞沫碎波，吹成条纹	巨	4—6
8	17—20	大风	小树折断	较高的波浪		4—6
9	20.5—23.5	烈风	一些房屋破坏	出现浓密飞沫条纹	浪	
10	24—27.5	狂风	树木拔起	出现长卷峰之非常大浪	狂浪	6—9
11	28—33	暴风	强烈的毁坏	船舶隐没于波谷间	狂涛	9—14
12	>33	飓风	造成废墟	难以辨别海天界线		>14

关。产生海风的原因在于强烈的温度反差。白天，陆地受热较快，造成陆地空气上升，位于岸边水域比较冷的空气向陆地移动补充。这种不断的“入侵”过程，便形成海风锋面（图9.5）。

在美国得克萨斯州海湾沿岸和澳大利亚海岸都可以形成强海风锋面，而在不列颠，其程度则较弱。大的热带海岛上，从周围吹来的海风经常在岛的中心汇聚，导致下午最大的降水。斐济的主要岛屿 Viti levu 的降雨就属这种类型。热带以外，科氏力使向岸风偏转（在北半球按顺时针方向，南半球则按逆时针方向），故其结果或多或少地使风平行于海岸吹动。在大型内陆水体附近（例如大湖区）亦有类似的湖风系统发生。

典型海风所及的高度大约1 km，其前进速度与两个气团的温差有关。一般可伸至内地50km，其强度取决于所经过的地形。广阔裸露的泥滩使锋面强度减弱；反之，海风通过丘陵和山脉的峡谷区，因受狭管效应而增强。图9.6是描绘澳大利亚南部奥古斯塔港口的风玫瑰图。这个工业城市位于斯潘塞湾的顶部，其两边均是低矮山地。高地引导增强了海风，因此夏末季节（12月到2）的下午总是吹强大的南来海风，冬季则消失。虽然，图11.11所示的从安装在卫星上的微波传感器得出的结果，估计海风可能伸延几百公里，但是典型海风的海上范围仍未清楚。

晚上，海陆温差相反，海上空气较暖，这样便产生了与海风吹向相反的陆风。与4—7 m/s 的海风速度相比，速度约为2 m/s 的陆风显得较弱。由其它因素引起的大风，完全可以掩盖陆风，然而，陆风有时也有显著的效果。在地中海西部海洋，尤其是在直布罗陀海峡附近，陆风可以把岸

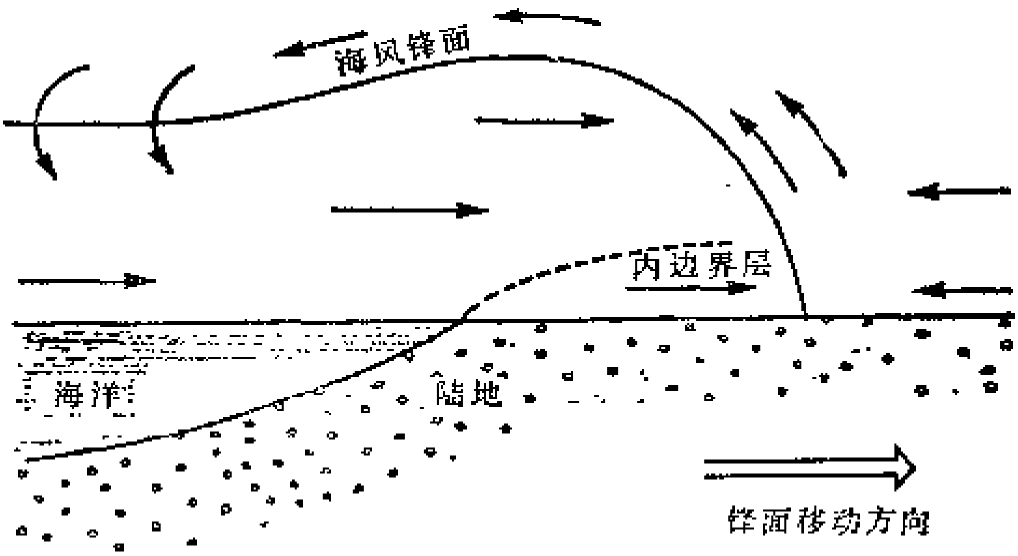


图9.5. 海风锋的垂直结构。锋面两侧有风向和温度的剧烈变化。

上成带状的雾吹走。这些雾在白天早上可以观测到，整个上午弥漫于内地，并慢慢地蒸发掉。

风暴潮

高潮和低潮的水位高度均受天气的影响，这样，在港口和海堤外侧就可能产生高、低潮预报水位与实际水位之间有显著的水位差。气压的变化和海风是两个至关重要的因素，然而很不巧，这两个因素又是一前一后协同作用。低压促使海平面上升，这是坏天气的特点，而紧接着来到的风暴又总是伴随着强风。向岸风促使岸边增水，并且由于这两个因素的共同影响使海岸区涌水成灾。非常强大的离岸风有时也能大大地降低海面，致使港内船只搁浅。

标准海面大气压定义为101.325千帕。它是我们称为大气的空气柱的重量。当月白风清的好天气，气压表测出的气

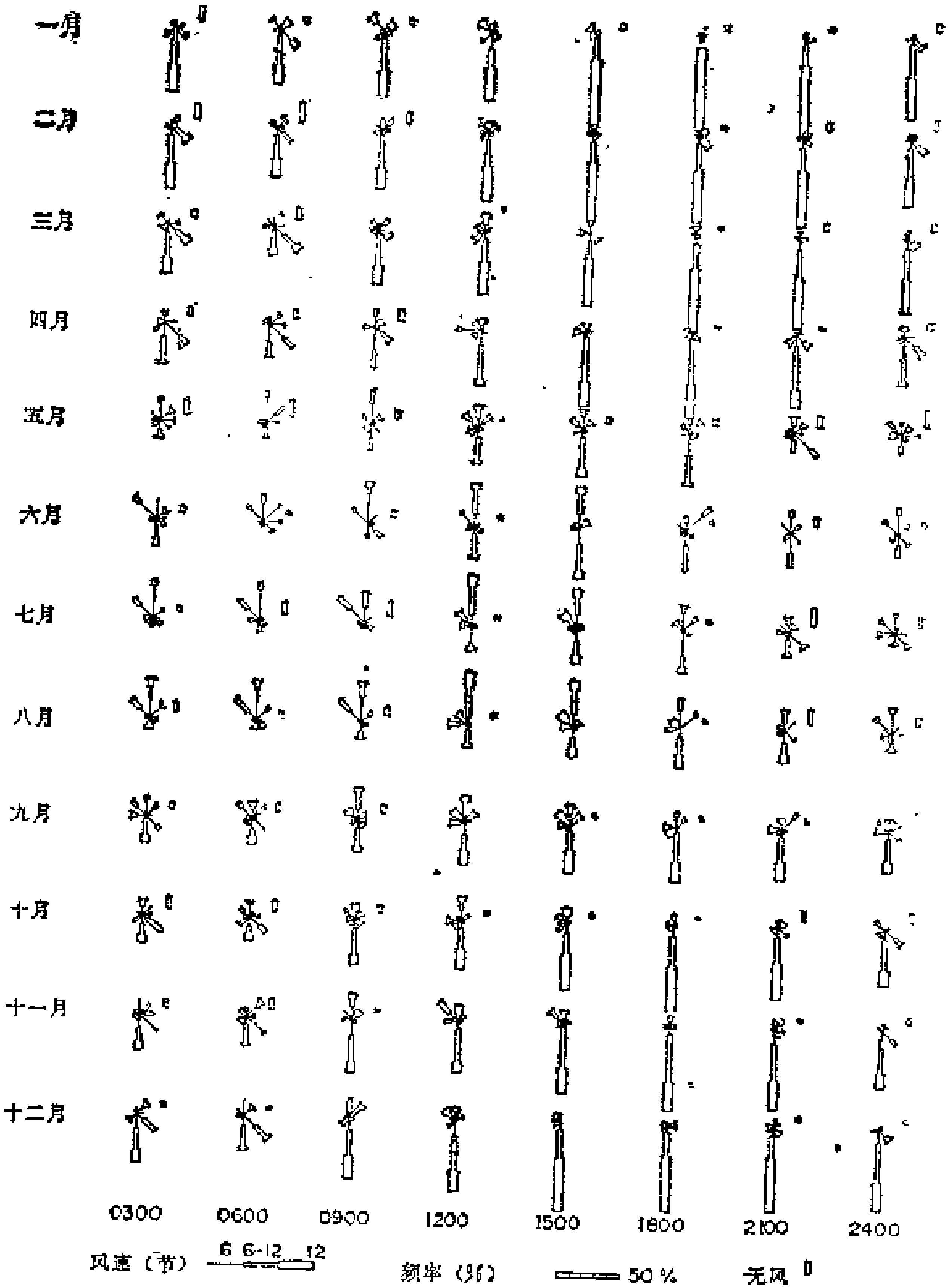


图9.6. 用2年记录作统计的南澳大利亚奥古斯塔港平均3小时的风玫瑰图。可见，1月份（夏季）18:00和21:00时南风（海风）强劲，冬季却十分弱。

压比标准的高，反之，强风暴期间气压急剧下降。

由气压改变所导致海面的变化是很小的，不过仍然可以测定。我们可以用流体静力方程

$$p = \rho g z$$

进行计算，注意，100千帕相当于10 m高的水柱，这样每变化0.1千帕（等于1毫巴）将有1 cm水位变化。由于气压下降，海面水位本身有明显的上升；气压上升则海面下降，海面和大气压之间的关系有时称为反气压效应。

图9.7a 表示北昆士兰汤斯维尔港当位于热带气旋 Althea 路径下的气压记录。气压下降大约35毫巴，使海面上升约35cm。图9.7b则为汤斯维尔港当天的潮位记录。当热带气

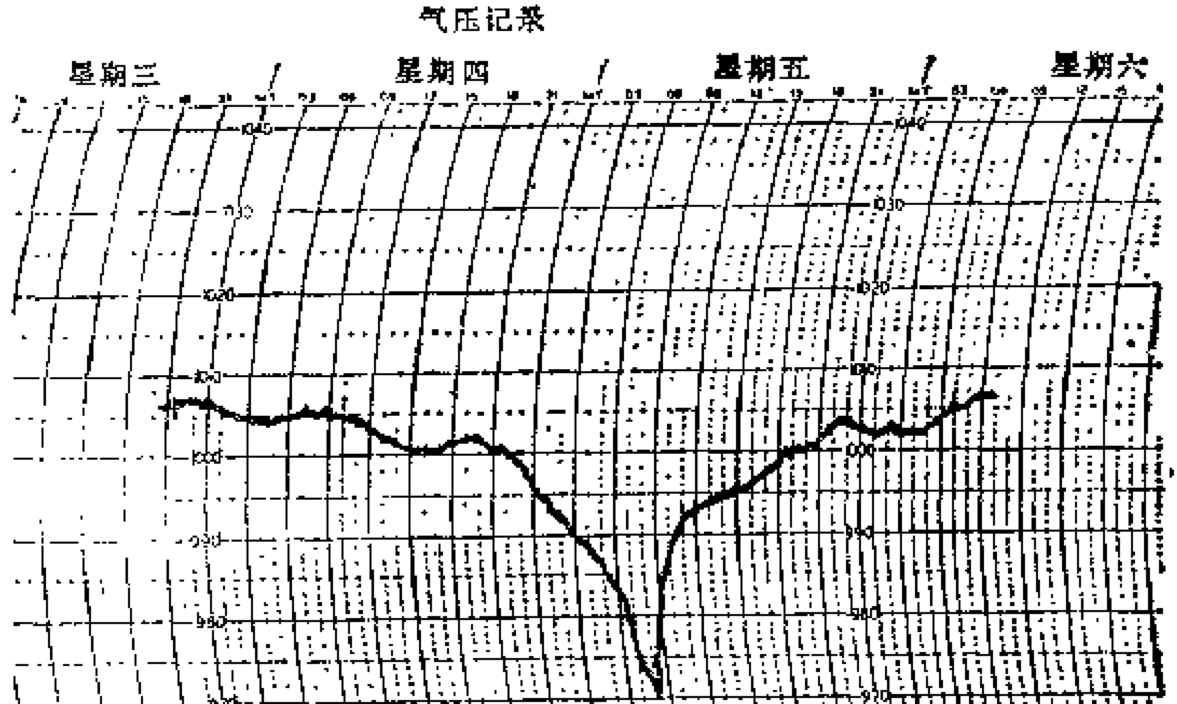


图9.7.a　澳大利亚汤斯维尔港在Althea热带气旋过境时的气压曲线。最大风暴发生于气旋中心过后的一小时。

旋登陆，就出现一次实际的增水，称风暴潮。

热带气旋是一个有大风的强烈旋转风暴，它具有一个发展得很好的中心（眼），中心内气压最低。在美洲一带，它被称为飓风，而在东亚则称为台风。图9.7.a表明，热带气旋 Althea 有一个97千帕（970 毫巴）的最小气压值，而在太平洋的一个台风中，曾记录到最低气压为 87 千帕（870毫巴）。

风暴潮　汤斯维尔　1971年12月24日　ALTHEA气旋

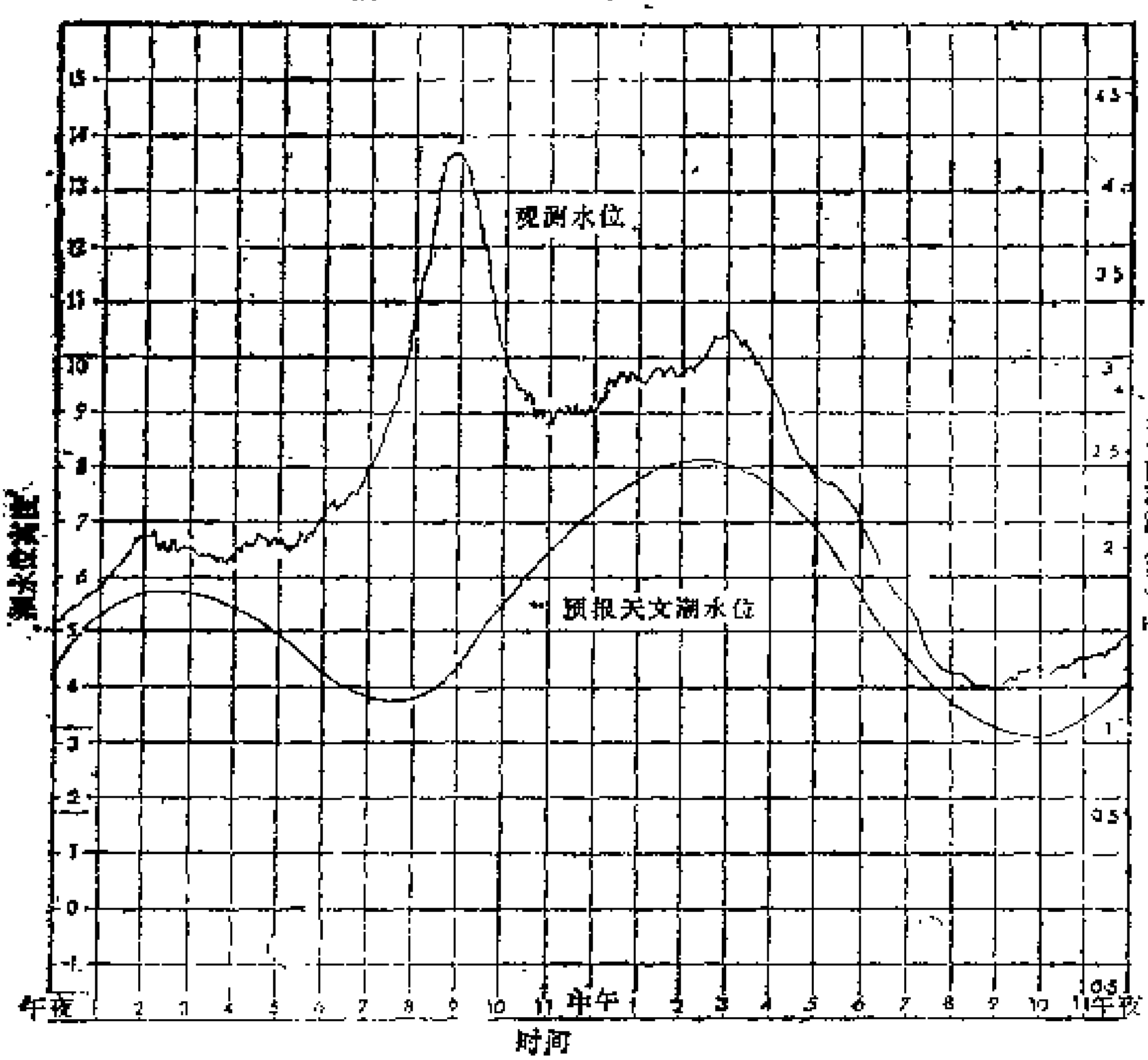


图9.7.b　热带气旋Althea过境时，汤斯维尔港的观测及预报水位。最大风暴潮发生于气旋中心过后的一小时。

北半球和南半球的热带气旋的旋转方向并不相同。俯视一个热带气旋（如图9.2），在北半球作逆时针方向旋转，而在南半球则是顺时针旋转。向岸风区域是一个最危险的地区，因为这是一个由风引起最大风暴潮的地区，当热带气旋正面登陆时。在北半球，主要的风暴潮位于飓风运行方向的右边，在南半球则位于左边。

热带气旋以0—15m/s的速度移动，如果移动的速度与波速$\sqrt{gH}$相当，它就与其所引起的风浪发生共振。所以，水的堆积和在热带气旋里引起的短周期风浪（在热带气旋内曾有波高超过20m的大浪记录）总是存在涌浪共振的可能性。

风暴潮是由下列因素中的几个或全部的综合作用面产生，即：（1）低压气旋的反气压效应；（2）热带气旋的强风引起的增水；（3）涌浪的可能共振；（4）波增水效应。

如果这些因素在一个不寻常的最高潮期间发生，那么所引起洪水可能危及生命安全和导致财产的巨大损失。一个台风在印度次大陆低洼地区引起特大洪水，造成300 000人死亡。本世纪初在美国得克萨斯的加尔维斯顿，由于飓风风暴潮引起的洪水水位暴涨，造成6 000人死亡。

帆 船

商业货运帆船又在海洋上重新出现。工程技术的发展使机械驾驶和运用计算机自动或遥控船成为可能。这意味着，旧帆船的粗大帆缆已属不必，而且，与旧帆船有关的许多问题也已经消失。

世界上第一艘借助风力的日本小油轮 SHIN-AITOKU

MARU 号（1 600 t）已经进入沿海服务，另一些发动机与风能联合使用轮船和驳船也将加入这个行列。强风时，SHIN AITOKU MARU 号在两个 12×8（m）的塑料风帆船独有的能源作用下，航速达15节（7.2m/s）。弱风时，同时使用发动机和风帆，以便最大限度地节约燃料。这种帆使用一个垂直的卷扬系统，与一个坚固的具有对称弧形翼片的长方形帆共同组成。风帆传动系统由两个小的水力泵和水力传动装置组成，并联结一个依赖于风传感器和回转仪的自动控制系统。

对远洋风帆动力船的发展最具裨益的是气象卫星。一艘装设有卫星接收设备的风帆船，必然选择出一条航线以便利用最有利的风力条件。

第四节 大气悬浮物

当波浪破碎，卷入气泡时，便产生特有的白色浪花。这些气泡提供了氧气、二氧化碳、二氧化硫和其它溶解于海水中的气体。尤甚者，波浪破碎致使许多小水滴离开海面数厘米而进入大气。当风力甚强时，它能够从浪峰中飞溅开来，以一片蒙蒙水花加入大气之中。

大水滴在空中不能久留，小水滴则很快被蒸发。水分蒸发后留在空气中的盐粒除被大气的湍流和对流抬升之外，还被风吹送至远处。在水分循环过程中，盐粒成为凝结核，因而促进降水并使盐粒重返海洋。在飓风的强风期内，盐结壳是盐粒增多的结果。当热带气旋 Alby 向南经过澳大利亚西部的佩思地区时，由于城市中主要发电厂(位于海岸)的设

备全被盐类粘附，无法发电，以致该城一片漆黑。

盐雾是由大量的微粒组成。通常，盐粒多是直径小于十分之一毫米的极小颗粒。一个大于一毫米的“大”尘埃或盐粒约含有1千个或者更多的极小颗粒。所有这些比分子大的颗粒、盐、烟、尘等称为大气悬浮物。由于大气悬浮物影响着云层，还可能对气候产生影响，所以人们对这种特殊的气象要素十分关注。

大部分微小的大气悬浮颗粒是由硫酸铵或硫酸（酸雨）组成。在美国和欧洲人口密集地区，大气悬浮颗粒绝大部分来自工业的污染，小部分为自然来源，其中最主要的是来自沿岸的潮间区。低潮时，海藻出露干枯，释放出二甲基硫化气体，形成大气悬浮物。在澳大利亚的大堡礁，大气悬浮颗粒的数量大大增加就是证明。

近岸空气污染

当然，来自主要的工业中心的大气悬浮物远远超过自然界的悬浮物。大烟囱排放出的烟是二氧化硫的一个主要来源，并因此产生酸雨。通常，从大烟囱排放出的烟羽流向下风方向输送，并且由于空气的随机运动而作侧向扩散，这与水质点的湍流弥散相类似。然而，海岸地区烟囱的烟将由海风以何种途径弥散，到目前为止依然了解得甚少。例如，一个令人困惑的问题是，早上的陆风或其它离岸风的表观通风效应是不真实的，上午被带到海上的污染物质，下午又将被海风带回陆地。

海岸地区另一种特有的空气污染形式称为海岸烟熏（图9.8）。在海风或其他向岸风出现期间，水面上的空气比较冷

和稳定，当它到达陆地后，就被较暖的地面加热，并产生对流。这就形成了一个湍流的近岸内边界层，并在整层内扩散污染物。这类扩散称为烟熏——这是一个给定向下而不是向上弥散的烟羽流的名称。这样，位于海边烟囱的下风方向，且距离烟囱较远的地方，很可能受空气污染要比距离烟囱近的地方更大。

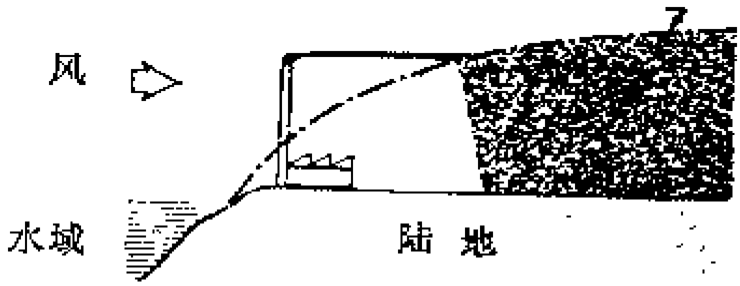


图9.8　严重的空气污染事件，一般称为烟熏，常在沿岸由向岸风形成的内边界层中产生。工厂烟囱的烟雾刚穿过边界层就迅速地地扩展到面。

第五节　溢　油

意外的溢油事故经常发生，并引起人们的广泛注意。表9.2选列出了自1967年至1979年初一系列的、超过2000 t的溢油事件。从轮船或平台溢出的石油造成的危害，一般都是局部的和暂时性的。但是 Amoco Cadiz 和 Torrey Canyon 号分别溢出 230 000和 117 000 t，这种异常的大规模溢油，其影响持续了好几年。结果对鱼类、浮游生物、海鸟和其他生物造成危害，而且导致渔业和贝虾养殖业的减产。它们还

影响了海滨和海岸线，使那里的旅店和旅游业受到损失。

尽管遍及各海洋的油轮事故的可能性相对降低了，但是在交通繁忙的地方危险性却大大增加。况且，当事故发生在靠近经济活动集中的海岸时，其危害性就更严重。北海海峡和美国东部沿岸，便属这种情况，那里都是重要的捕鱼和旅游中心。以航运协议的方式来预防油轮事故，越来越被视为处理污染的最好办法。

虽然海上溢油是引人注目的，但是陆地上的石油污染更为严重，这些包括中转油库，港口、及从岸上平台排放的含油的水。因为这些排放是持续不断地进行的，所以受影响的地区必然引起较大的变化。

溢油的终结过程

当溢油出现时，其弥散速度是大气-海洋动力学状况、石油的物理化学特性和溢油数量的函数。至少有两个主要效应，即石油的运动及其蒸发是受气象因素的制约的。在一次溢油事故中，存在下述8个基本过程（译者：作者只列出7个基本过程）：

（1）散布和运动

当大量石油排入水中时，便以一种大块油膜的方式在水面向四方散布。散布过程分三个阶段（图9.9）：第一阶段受重力作用，厚油块扩散成平坦的油层；第二阶段是粘滞力作用占优势；第三阶段是扩散继续进行，直至出现单分子油膜为止，此时表面张力起支配作用。

表 9.2 沿岸海域重大溢油事故

年份	污染者	溢油量（t）	影响区域	事故原因
1967	Torrey Canyon	117 000	英、法两国	搁浅
1967	R. C. Stoner	20 000	北太平洋	搁浅
1968	Ocean Eagle	12 000	美国波多黎各	搁浅
1969	Santa Barbara Platform	6 000	美国西部海岸	风吹失控
1970	Texaco Oklahoma	31 500	美国	搁浅
1970	Polycammandeur	16 000	西班牙	搁浅
1970	Arrow	10 000	加拿大东海岸	搁浅
1970	Chevron Platform	10 000	美国墨西哥湾	着火
1970	Palific Glory V. Allegro	6 300	联合王国	碰撞
1970	Ocean Grandeur	2 500	澳大利亚	搁浅
1971	Juliana	7 000	日本	搁浅
1971	Oregon standard	3 000	美国西部海岸	碰撞
1973	Javvackta	16 000	瑞典	搁浅
1974	Mitzushima Refinery	8 000	日本	渗漏
1974	Yuyo Maru	3 000	日本	碰撞
1974	Universe Leader	2 500	爱尔兰	终端操作故障
1974	Saglek	2 000	加拿大东海岸	终端操作故障
1975	Spartan Lady	20 000	北大西洋	沉没
1975	Showd Maru	7 000	新加坡海峡	搁浅
1975	Olympic Alliance V. HMS Achilles	2 100	联合王国	碰撞
1975	Allied Chemical Barge	2 000	美国东部海岸	沉没
1976	Urquiola	100 000	西班牙	爆炸

续上表

年份	污　染　者	溢油量（t）	影响区域	事故原因
1976	Argo Merchant	25 000	美国东部海岸	搁浅
1976	Boelhen	10 000	法国	搁浅
1976	Sealift Pacific	4 200	美国阿拉斯加	搁浅
1976	Barge in chesapeake Bay	2 700	美国东部海岸	沉没
1977	Grand Zenith	32 000	加拿大东海岸	沉没
1977	Ekofisk Platform	21 300	北海	风吹失控
1977	Irenes Challenge	19 000	北太平洋	沉没
1978	Amoco Cadiz	230 000	法国	搁浅
1978	Heleni V V. Roseline	4 000	联合王国	碰撞
1979	Andros Patria	60 000	西班牙	着火
1979	Betelgeuse	35 000	爱尔兰	终端操作故障

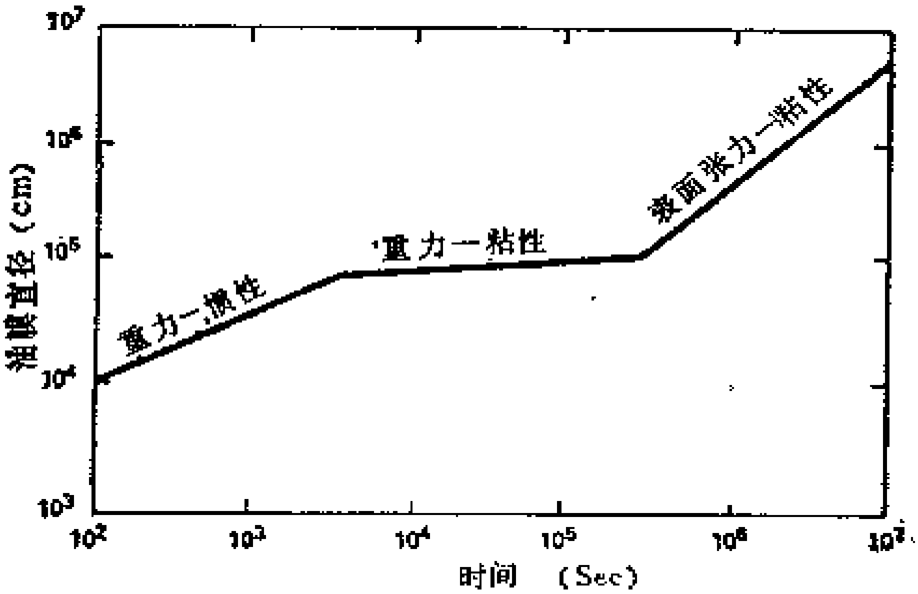


图9.9. 万吨油漏构成的油膜扩散的三个阶段。每一阶段的持续时间决定于溢油的数量。

在这三个散布阶段中，油膜的运动状态和方向依赖于风、表层流、波浪和兰米尔环流。一个十分粗糙的近似值是，油块中心运动速度U_o可视为表层流U_s和风速W的百分率ξ之矢量和，即

$$U_o = U_s + \xi W$$

百分率ξ代表风因子，而风生漂流ξW称为漂移（Leeway）。由简单的流体动力学推理，我们可以获得风因子的粗略估计。假设掠过石油表面的风应力是连续的，且两种介质的曳力系数一致，那么，两者有如方程（7.1）形式的应力方程，并给出

$$\xi = \sqrt{\frac{\rho_a}{\rho_{oil}}}$$

式中：ρ_a为空气密度，其值为1.3kg/m^3；ρ_{oil}为石油密度，介乎于700kg/m^3—980kg/m^{3}之间。

（2）蒸发

散布速度和程度越大，蒸发越多。10天内可以蒸发掉溢出的普通轻原油中碳氢化合物的50%，而剩下的类似于重原油。

（3）溶解

风和波浪的运动也能使低分子量的碳氢化合物溶解于水。最容易溶解的部分也就是对海洋生物最具毒性的部分。

（4）乳化作用

石油的不溶解部分可乳化成两种形状：由许多细的石油微粒组成的水中油状乳剂（结成“水珠”或“串珠”）；呈

粘附的半固体块状（巧克力奶油状）的油中水状乳剂。

(5) 海-气直接交换

波浪产生的浪花和气泡破裂，把石油的碳氢化合物以类似于盐粒的形式转入空气。

(6) 光化-氧化作用

阳光引起的化学变化致使石油硬化。

(7) 沉积

在蒸发过程中，剩余的石油密度增大，这些较重的石油经过水体混合，便沉降在某种沉积物上；或者，在浅海，大浪时，吸附在特殊物质颗粒的表面上，当海面较为平静时，这些小颗粒最终沉降到底部。因此，密度为 980 kg/m^3的易于下沉的重原油不宜运载过多。

环境影响

石油对生物有不同程度的影响。在评价石油影响时，海洋中不同环境和不同时期，应有不同的重点。这些影响包括下列的可能性：

① 通过食用被污染的海洋食物危害人体健康。

② 水产资源的减少，或者对野生生物（诸如海鸟和海洋哺乳动物）的危害。

③ 由于令人生畏的水面薄油膜，或者被石油污染的海滨，使该处的美学价值降低。

④ 随着生产率的下降和多样性生物种类的消失，导致了海洋生态系统的变异。

⑤ 栖息地的变化延误或妨碍生物的再群集。

在制订境境影响报告书时，必须估计石油溢出的危害。当条件允许的时候，随机项应以数量表示，当溢油事故发生时需用不同的方法来处理。事发后，应对海上的石油纹带及其扩展速度的精确预报给予足够重视，根据资料数据决定和执行净化的最佳方法。这里，我们要再提一句，一旦发现石油溢漏，应当首先考虑到这不是一件简单的事件。当油层相当厚，它还能够显示颜色效应，发现这种情况并不困难，然而一旦形成单分子层后，探测的最好方法只能依赖于遥感技术了。

当石油漂移流入海湾或海滨之后，与撒布相反，油层渐趋增厚，因为向岸风和波浪有助于石油向海岸迁移，并继续在湾池和凹地聚集，其中一部分在落潮时可以沉积于海岸。大片单分子层石油也可能造成实质性的污染。

第六节　海岸低压

我们已经讨论了图9.5的海风锋面的结构。夏季，这些在中纬度区发生的锋面，仅仅是一种海岸气象锋面，美国东北部的气象学家正是使用了海岸锋面这个术语来描述图9.10所示的冬天现象。

新英格兰海岸锋面结构的两个基本组成部分是：沿海岸方向向上移动的海岸低气压（气旋），以及位于生成海岸锋面地区北边的高压系统（反气旋）。反气旋把寒冷的北极空

气带到新英格兰沿海，并进入和聚积于新英格兰中央山脉东边的低丘上空。这个海岸锋面是冷气团和低压系统影响下移

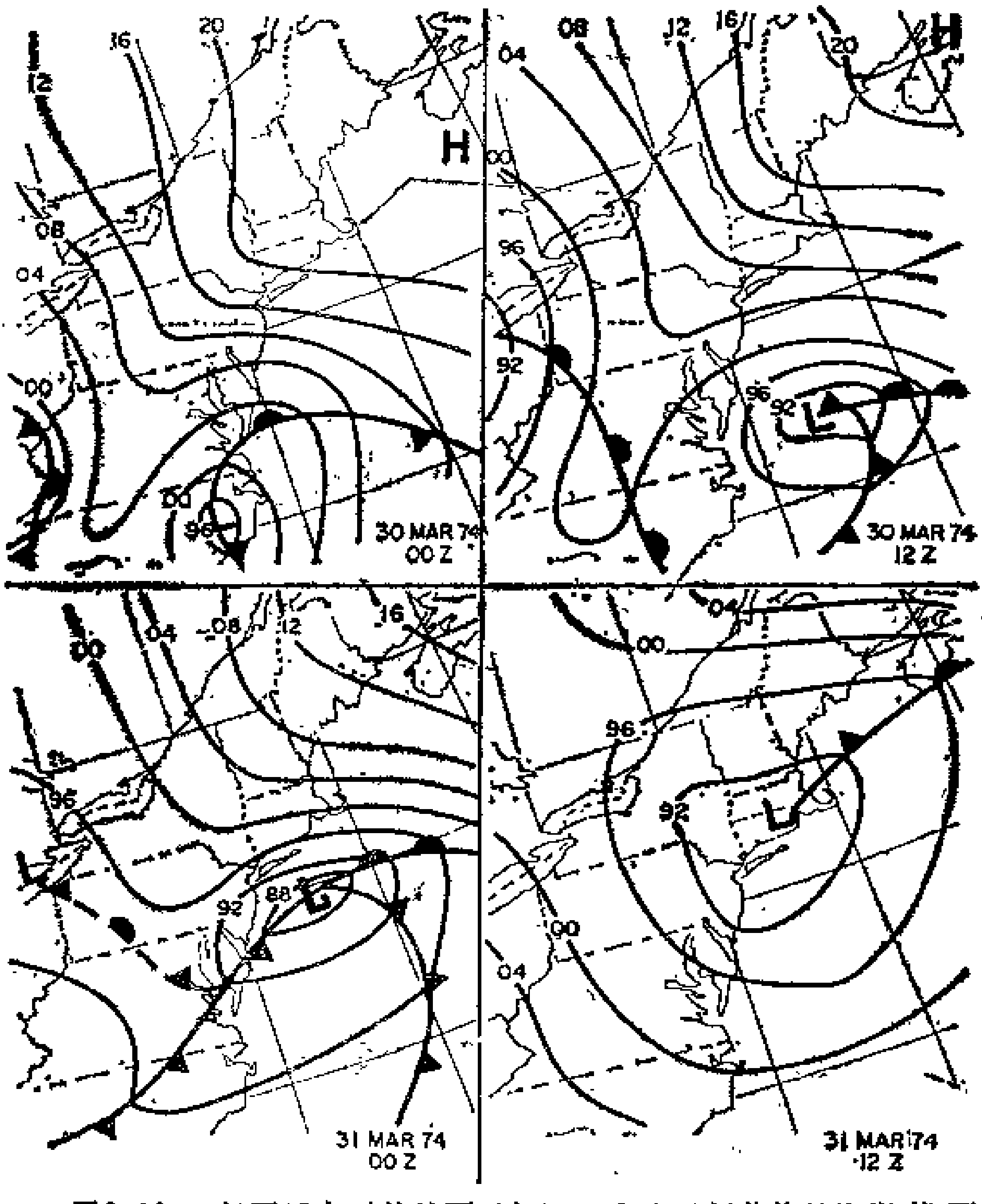


图9.10. 每隔12小时的地面天气图，它表示新英格兰海岸锋面及其相应低压系统的移动。

向陆地的较暖空气的界面。引人注目的是，锋面本身存在着实际的温差，且具有极大地加强的雨区。

在海岸低压沿美洲东部海岸向北运行至海岸锋形成前是特别有趣的。除有特殊的移动路径之外，紧靠海边的低压系统使人们联想起开尔文波（第三章第六节）。在北半球，开尔文波的传播方向的右边必定存在海岸，然而，在南非的冬季，一个类似的海岸低气压则从南非西侧向南运动，绕过好望角再在东侧向北传播。由于这个海岸低压是按理想方向传播，所以被认为是大气中的斜压开尔文波。

开尔文波是斜压的，因为海岸低压的生成是与大约 1km 高空层的逆温相关联，在其到来之前，逆温下面是混合得很好的通风区域，仅仅受轻风支配。海岸低压经过后，降低了充分混合层的高度，从而减少了空气流通，加大了城市中心区的空气污染。

斜压（或内部）开尔文波的传播速度为$\sqrt{gHe}$，这里He为等效深度（见第三章第七节），它依赖于大气的密度结构。可以认为，如果大气密度结构是海上的He比陆上的He低得多，那么图9.10中海岸低压确实是一个开尔文内波。开尔文波可以沿着任何深度（或等效深度）急剧变化的地区传播，这样，它在北半球传播方向的右边将是深度较少（或等效深度较少）的区域。

南寒风（译者注：澳大利亚东南沿岸夏天寒冷猛烈的偏南风）是另一种沿岸现象，表现为海岸低压和海岸锋面特征的混合。它是澳大利亚东南沿海上空向北传播的锋面，也就是说，其传播方向与开尔文波传播方向相一致。悉尼市的居民期待着这种南寒风的到来（当中甚至有人写了一首流行歌），因为在潮湿、闷热的夏天里，它常带来阵雨和凉爽的

天气。不过，另一方面，这种南寒风的突然到来，也会造成对悉尼港游艇赛的破坏。

第十章 河口和礁

第一节 导 言

河口问题已向环境科学家、管理人员和规划设计人员提出了重大的挑战。由于它们的封闭性常常保护了它们免受极值风和极值波浪的作用，又因为它们提供了丰富的食物资源，因此，它们是近岸海洋生态系统的一个重要部分。河口，往往是人类喜爱的胜地，另外，在其有沼泽湿地和红树林沼泽地的河口区内所生活的高级生物，若干鱼类和贝类，也以此作为它们的繁殖场所。提供发展贸易和工业，河口无疑是一个极具吸引力的地方，它可以建成优良的海港。大多数情况是，在河口内通过疏浚或大面积的污染可能引起大面积的自然生态平衡的变化，并导致河口形态的改变。因此，如果人类不希望过度地破坏它们的环境，就必须弄清和预测它们的效应。

潮汐变化、不规则的河口几何形状、河川水流、沉积物搬运、化学污染与特殊水生生态系统的相互作用，构成了复杂的机制和特征的不同的河口类型。人们利用与这种相互作用有关的特点进行各种各样有意义的分类。不同的分类取决于所研究的特殊河口的特点。按照它们的生物学，地貌学，沉积特征和水文特征也可以对河口进行分类，在不同的类型中，还可以分为不同的亚类。

要找到一个绝对理想的河口定义是十分困难的。一种简

单的观点认为河口就是河流与海洋相会合的地方。遗憾的是，在没有河口的情况下，河流同样能够与海洋会合。水文工作者则认为，河口是一个“具有与外海自由沟通的半封闭水域，在这里，海水被从陆地排放的淡水适度稀释”。这个定义不足之处表现在不能符合下列事实，位于得克萨斯州和澳大利亚西部的不少河口，小的径流量和大的蒸发量，共同构成了一个高盐水区，其含盐度甚至超过海水本身的含盐度。一位著名作家曾经指出：可以非常形象地说，河口就像色情文学那样——难于对它作出精确的定义，但是，当我们看见它时，就知道它是什么。

第二节　河口的地貌分类

通常，河口是依照地质和地貌进行分类。按这种划分方法可以把河口分成三种主要的类型：近岸平原河口（包括里亚式河口），深水河口（峡湾型）与泻湖河口（牛轭湖型和溺谷型河口）。

近岸平原河口

在那低洼的溺岸地区中，河流三角洲、溺谷和海湾，全部都可以叫做近岸平原河口。由深河谷沉溺部分形成的分支海湾又称为里亚式河口，例如，悉尼港、旧金山湾和其他类似于分支海湾的任何一种河口都是里亚式河口。

一个典型的里亚式河口是由某一河口湾组成，如果有若干支流的河流也可以由自身的河口形式组成。换一句话说，

它是由一个具有独立干流的河口组成，并从顶部开始逐渐向海方向扩展伸延。河口顶部是规定以潮汐上溯作为上限，对某些河口，则是以河流流入河口区突然变宽的地方为界。

峡湾型河口

它是一种由从前具有陡峭海岸的冰蚀谷河口遭到淹没而形成的内湾，在加拿大，新西兰、格陵兰岛（丹麦）、挪威、苏格兰、智利和西伯利亚等海滨地区都可以看到这种峡湾型河口。它们中的大多数水较深，几乎成矩形，且带有海槛的盆地，也就是说，向海的末端比主要海盆和外海都浅。这里的河川径流相对于峡湾的总容积是十分少的，因此，典型的峡湾将有一个薄薄的淡水层覆盖在那深厚的海水水体之上。

整个波罗的海十分象一个峡湾型河口，它出现了底水停滞的问题，这是与海槛的阻塞作用以及由于密度变化造成水层强大的稳定性有关。停滞的海水不与上层水混合，从而切断了从表层而来的氧气补充，最后使深层成为缺氧层。这正好说明了波罗的海过去75年内的逐渐发生的情况。在波罗的海中心处的某一测站160m深处测出的结果指出，这段期间的氧气饱和度从30%减少到零。人们都为波罗的海深层水很快会变成无生命之地而感到忧虑。

泻湖

滨海泻湖是由砂嘴，砂岛或砂坝等在河口处堆塞而成，这种堆积又是通过沉积与波浪作用形成。它们在世界的热带

和温带地区都存在着，而且，这个术语不仅包括了河流补给的近岸潟湖，也包括了在它后面所存在的海湾，如图10.1所示。

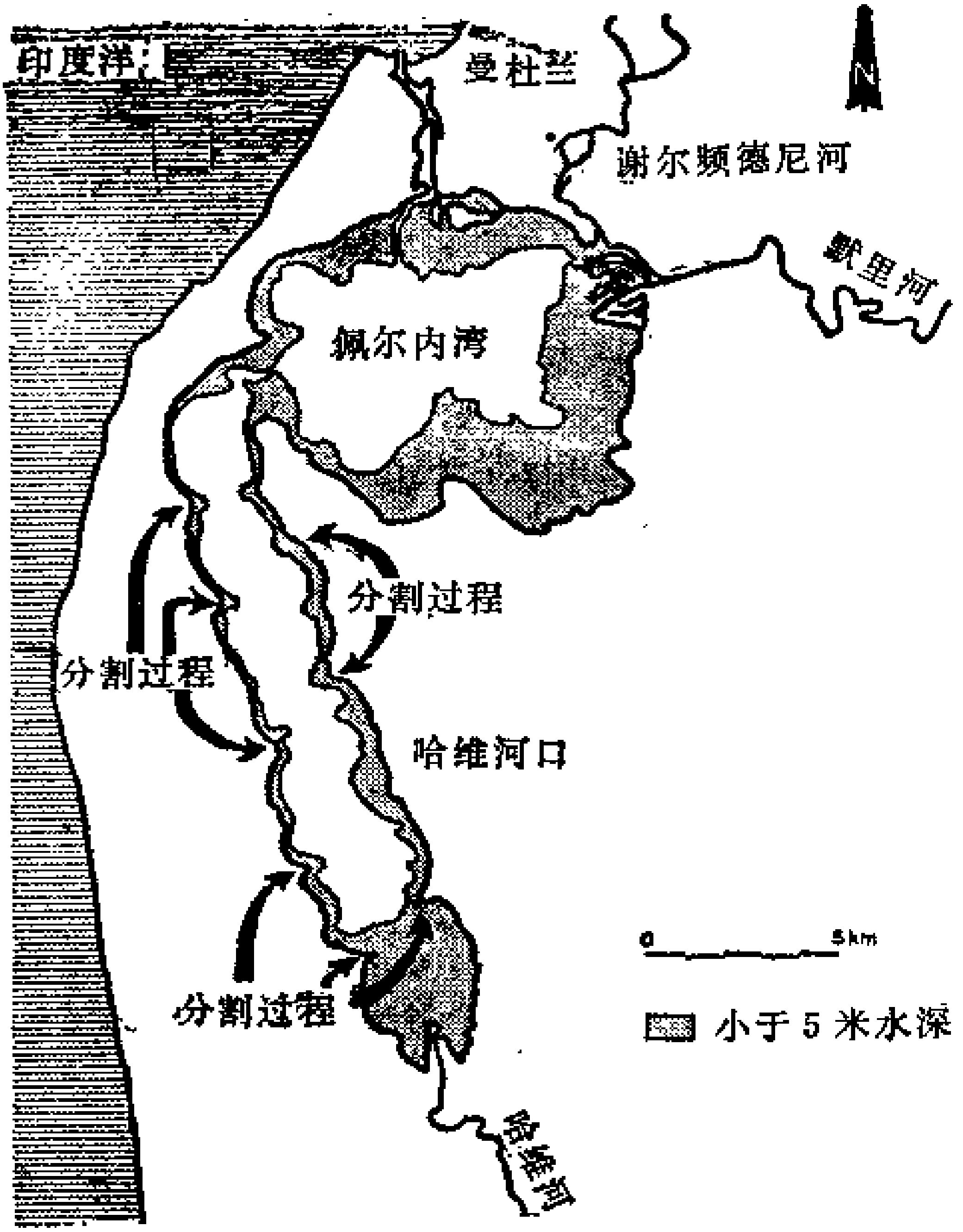


图10.1　西澳大利亚佩尔内湾与哈维河口表示的分割过程。它把哈维河口潟湖分割成几个封闭的小海湾。

泻湖的入口轮廓是下面两者争夺作用的结果：①通过这里的海流流量力图排除这里的阻塞。②沙或砾石的向岸和沿岸漂移作用，它容易引起阻塞与封闭。泻湖的进口位置和大小变化，常常反映了这些过程的演变，有些则在边界上的破波结构下而保持稳定。

泻湖入口的大小可影响潮汐入侵泻湖内的范围及该区域内盐度的变化。每个泻湖入口的改变都会依次影响其中的水生植物。近口处堆积的沉积物，低潮时露出水面，并在海滩边缘堆积起盐沼地与红树林沼泽地。远离入口处则属于半咸水和潮汐波动减小的地方，盐沼地与红树林沼泽堆积范围大多数也减少了。特别是红树林，需要有规则的潮汐淹没。

风向与泻湖形态的相互作用控制了泻湖的沉积过程。泻湖内的风是波浪与海流形成的起因，它们与风向、风的强度，以及作用的风区长度有关。长形的狭窄泻湖，当风吹方向为泻湖最长的边长方向，从而构成最大风区时，便经受强大的波浪作用。如果海滨没有植物作保护，波浪又以某一角度入射，将使泥沙往返地沿岸移动，它冲刷海湾，并营造砂嘴、岬角和三角岬。它们的进一步发展，导致把泻湖分割成一系列小泻湖、圆形泻湖或卵形泻湖(见图10.1)，这种过程称为分割过程，在本质上它是泻湖类型与该范围内有关波浪和水流的一种调整。水流在分割过程中起着一种平滑岸滩弯曲轮廓和连结分割海湾与海峡连通的作用。然而，强大的潮流也可以影响沙嘴的增长和控制分割的过程。

第三节　河口水文学

从物理观点来看，河口水体两个最重要的控制变量是淡

水与海水之间的混合数量和比率。它们依次由下面六个因素控制：河川径流，降水量，蒸发量，潮汐变化，风的强度，河口地形。

图10.2是澳大利亚西海岸佩尔内湾每周取样的观测数据。这是一个浅水河口，最大深度只有2.5m。对于一个泻湖，或者实际上一个海湾河口来说，它是一种与海洋相通的狭窄水道。由于澳大利亚西海岸潮差很小，而且水道狭窄，阻塞了潮流的进入，因此，河口湾内的水体对日潮或半日潮是毫无反应的，而只是水位的长周期变化对水体有影响，例如，由于陆架波或气象的扰动。现在我们逐一地研究上述六个因素，并考察它们是如何对佩尔内湾的水文变化起支配作用。

降雨和径流

图10.2表示河川径流进入河口的极值变率。在长期干旱的特殊情况下，由于短期降雨而造成流量曲线有几个起伏。这种径流是集水面积对降雨的反应。不过，只有在土壤对降雨充分吸收之后，河流才开始产流。因此．大而孤立的暴雨所产生的径流，远小于降雨量小而覆盖的集水面积大，且土壤湿度饱和时所产生的径流。

表10.1列出了地球上若干主要河流的平均流量。除了亚马逊河外，这些河川的径流量与标准的海洋和近岸潮流相比是非常小的。所以河川径流仅能影响局地河口和近岸环流。此外，表10.1还掩饰了各主要河流流量逐年间巨大的变化，例如，多瑙河最小的年平均径流量约为200m³/s，最大流量约

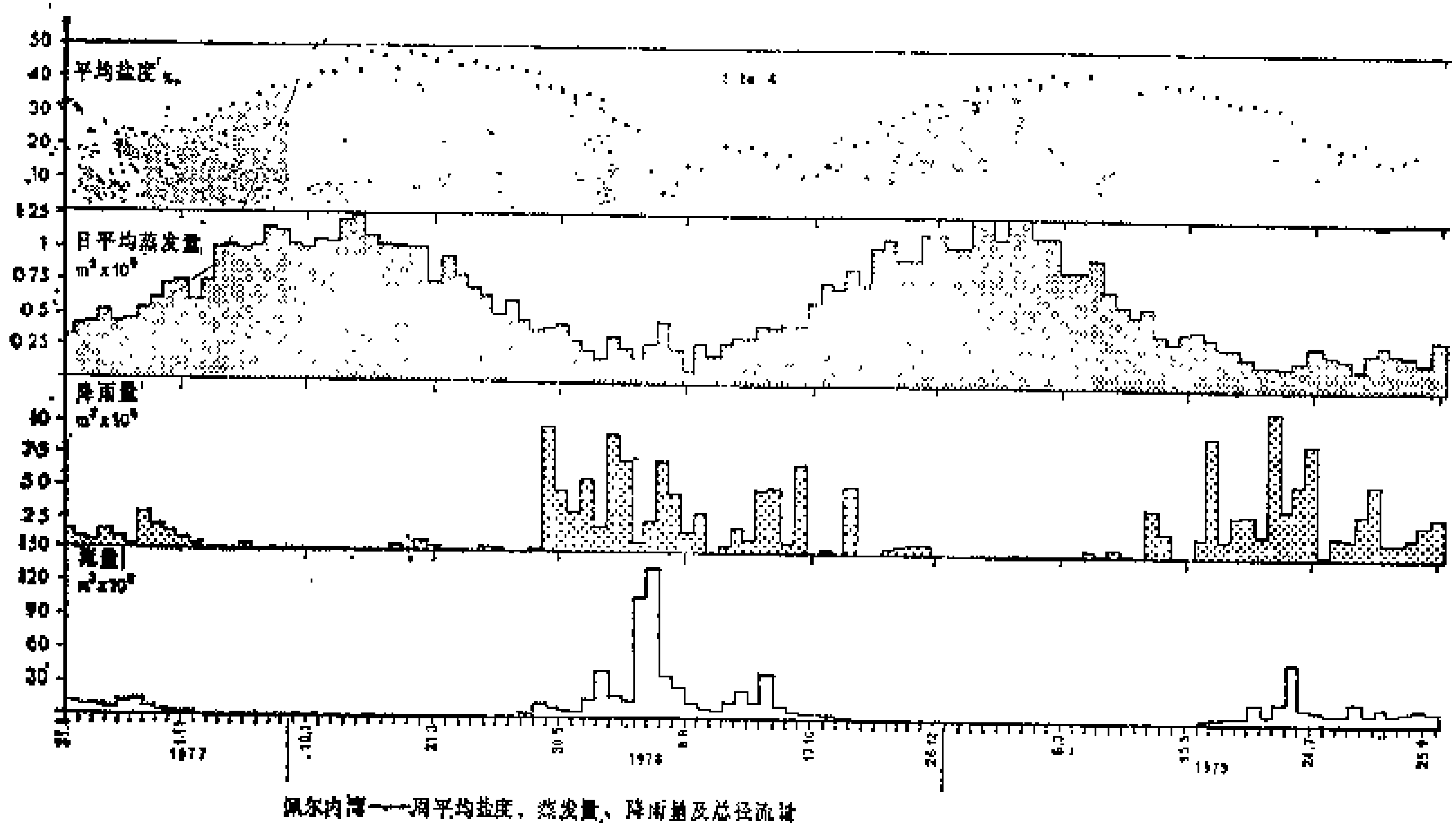


图10.2. 由佩尔内湾的一周盐度、蒸发量、降雨量和总径流量的测定可以看出，此处夏（干季）冬（湿季）间有明显的季节变化。降雨量及蒸发量均乘以内湾面积，才能与水量直接比较。

为19200m^3/s。对于常年径流量较大的河流，这个变幅是有代表性的，但是，对于一般性河流，显然这种径流变率是偏大的。

表10.1　主要河流的平均年径流量和悬移质固体径流量

河　　流	河口位置	集水面积 (Mm^2)	平均流量 m^3s^{-1}	含沙量 (Tg)
	南美洲			
亚马逊河	巴　西	6.06	237 000	400
奥里诺科河	委内瑞拉	0.94	29 600	95
帕拉纳河	阿根廷	2.28	19 500	90
	非　洲			
刚果河	刚　果	3.97	51 000	71
尼罗河	埃　及	2.95	3 900	122
	亚　洲			
黄　河	中　国	0.66	2 000	2 080
长　江	中　国	1.92	28 500	550
恒　河	印　度	0.95	15 400	1 900
	北美洲			
密西西比河—密苏里河	美　国	4.54	25 900	580
劳伦斯河	加拿大	1.27	18 500	4
	欧　洲			
伏尔加河	苏　联	1.34	10 500	21
多瑙河	苏　联	0.81	8 000	21
	澳大利亚			
弗莱河	新吉尼亚	0.05	6 000	118

注：$1\ Mm^2 = 10^6 km^2 = 10^{12} m^2$

$1\ Tg = 10^6 t = 10^{12} g$

当河川径流注入海洋时，将会不断地置换河口内的水，并以新的河水代替。如果河川径流速度较快，这种置换也快，反之，流动缓慢，置换也缓慢。取代河口淡水所需时间，可粗略地用冲洗时间 t_f 确定，它由下式定义

$$t_f = V/Q \tag{10.1}$$

式中，V 是河口淡水容积，Q 是河川径流量。由于我们假定通过整个横断面的河川径流是均匀的，而且置换是对整个河口横断面而言，所以，这是一种粗略的估算。真实的河川径流与它是有区别的，因此，欲对河口冲洗作出令人满意的说明，需要对该区域进行实地的研究。

降雨、蒸发和风

从地球上的部分干旱区和热带地区所特有的湿季和旱季可以看出，河口水文可通过河口地区的昼夜蒸发和直接降雨效应而施加影响。当然，如有足够大的集水面积或足够长的降雨时间使河川开始产流，那么，河流的作用是主要的，然而，在其他时间，降雨和蒸发两者保持平衡，使其主宰了河口地区的含盐量（参考图10.2）。

风既能影响一个河口的环流，又能影响它的盐度结构。一个强大而吹程足够长的风，在深度大的河口中也可以使水体从顶层到底部完全混合，并导致表层流沿风的方向流动，下层则发生回流。短期阵风还能形成河口区的假潮。

潮　汐

一个与外海连通的河口水体可以随着潮汐的升降而产生

涨落。高潮时水可能淹没整个沼泽地，而低潮时沼泽地裸露在外。由潮汐过程所导致的、进入河口的高低水位差的容积称为进潮量。进潮量近似地等于河口的平均表面积与潮差之积。

在强潮河口中，进潮量可用来估算混合范围和盐度分布。我们假定，涨潮时，进入河口的海水可使整体的海水盐分也同时进入，并与相应的河口水完全混合；落潮时，这种整体的混合水量将从河口流出，同时，在下一次涨潮时，又重复上述的过程。当有了径流入流量和进潮量之后，我们就能够计算河口的盐度。

一般来说，我们不可能要求在一个潮周期内，在整个河口都有完全的混合，而且还认为，在每一个紧接着的涨潮过程中有一部分混合水体将重新进入河口。为此，箱式模式允许把河口分成若干小段，每一段都有混合发生，甚至假定，在每一个潮周期中，在整体河口的长度范围内有完全的混合。

浅水区潮流的另一个重要特征是（不过，对一位漫不经心的观测者是不明显的），潮流的向前与向后运动的叠加有一个净余的稳定环流，人们通常称它为“余环流”。大多数河口都有涨潮流水道，流经那里的涨潮流是强大的，也有落潮流水道，流经那里的落潮流也是强大的。因而，这种由余环流产生的主流向过程称为潮汐抽水。在较大的河口中（即宽度超过它的惯性周期和潮流速度之积），引起这种现象的原因是科氏偏转力，在北半球属右偏，南半球则属左偏。所以，在南半球中，涨潮流是偏向右岸（向海方向），落潮流偏向左岸，从而形成净的顺时针环流。

产生余环流的第二个原因是潮流与大多数河口水深的不

规则变化的相互作用。以狭窄水道流入的泻湖河口为例，涨潮时，以一个狭窄喷口强迫进入，退潮时，水流则来自河口的各个方向（当然，在海上也会形成射流）。因此，可以得出一个潮周期中河口区内的平均流态：入流时呈射流形式，出流时水流则来自各个方向。

另一个抽水余环流的普通实例是发生在海岛周围（或海岸）或网状水道的净流量。越过不规则河底地形的不稳定潮流可以导致余涡流的生成，而且河道几何形状的不同组合也能在较大的河口湾中产生抽水涡流（pumped gyres）。

垂 直 结 构

按照河口含盐量表示的垂直混合程度，河口可以分成四种类型：(a) 垂直混合型，(b) 部分层化型，(c) 强烈层化型，(d) 盐水楔型。开阔海岸水体的密度差异主要是由温度变化引起的，然而，与它不同的河口特点，密度变化主要是由盐度的改变而产生。垂直分层的河口可能出现一种盐跃层，另外，从河口口门的海水至河口顶部的淡水在纵向上也产生纵向的密度梯度。四种类型的盐度分布可以用图10.3中的两种方法表示。图的左侧为从河口的口门至起点处四个测站（如图之上方所示）的盐度垂直分布图，右侧则表示在河口的整个深度上，从河口起点到口门之间纵向剖面的简单盐度分布。

垂直混合型河口（见图10.3模式A）多为浅水河口，它的垂直混合是风、潮流及河口径流综合作用的结果，所以它们在沿河口的任何指定地点中，从顶层到底部都十分均匀。在这种类型的河口中，河水流向口门，而盐分则通过纵向弥

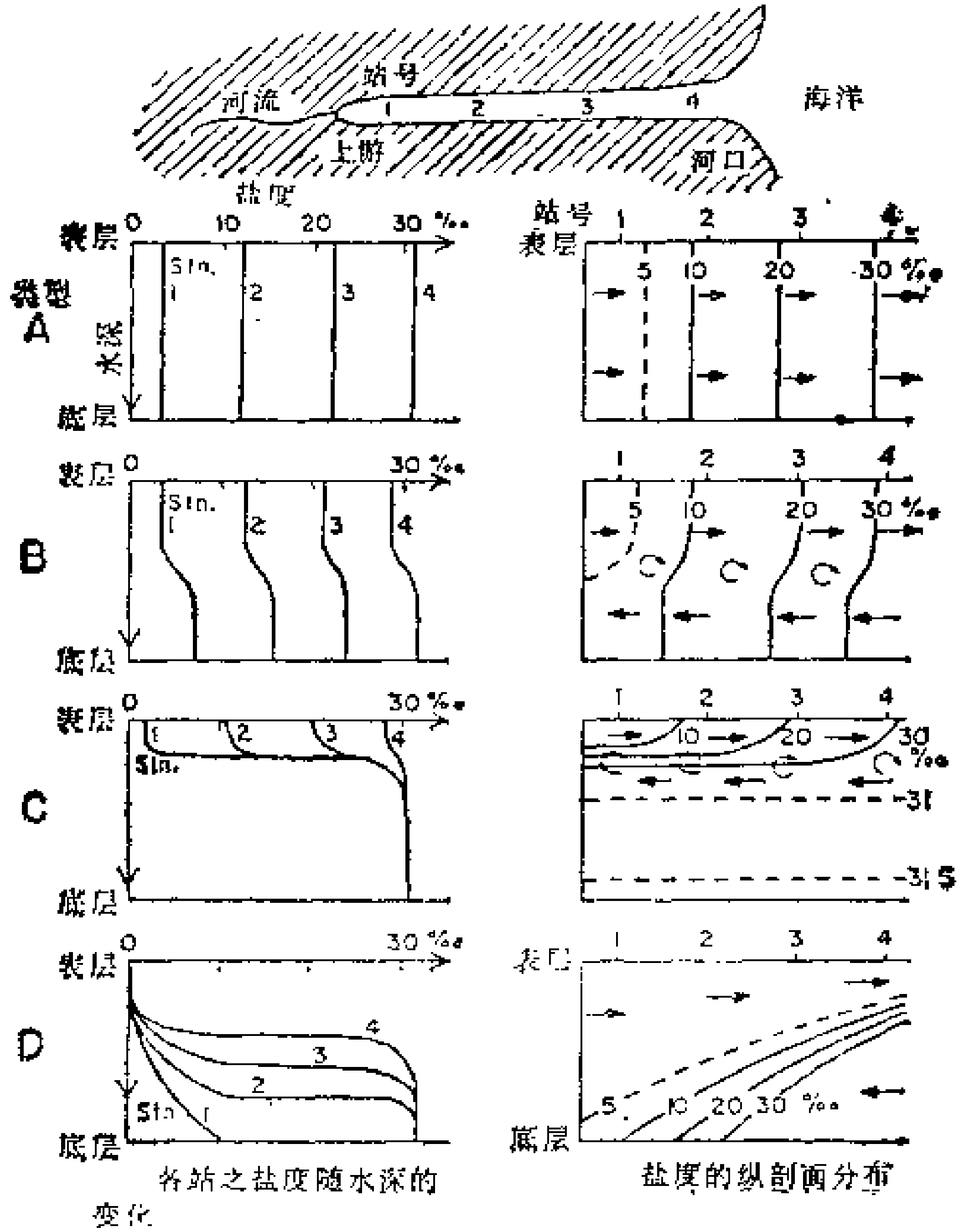


图10.3. 相应于A：充分混合；B：部分层化；C：强烈层化；D：有盐水舌的典型河口中，盐度随水深的变化及其纵剖面分布。

散的方式从口门向起点处扩展。在右图中，垂线上等盐度线指出在每一个点上水的均一性，箭头则表示整个深度向海一边的净水流动的方向。

部分层化型河口（B型）通常也是浅的。在所有深度上，盐度从河口顶部到口门都增大。这种水体基本上分为两层，上层盐度略少于下层，中间有一个混合层。这种类型的河口呈现出一种人们称为“典型”的河口环流，在那里，表层为向海的净向流，底部则为向河口顶部的内向流。此外，在这种水流中，两层间都会有淡水及咸水的垂直混合，咸水是由两层中都存在的盐度纵向变化给定。圆形箭头表示断面盐度的混合。

峡湾河口是强烈层化型河口(C型)的一种典型例子，表层，峡湾型河口顶部的水体盐度为零（淡水），出口处的盐度与海水相同。但是，在深层中，从河口顶部到河口口门的盐度几乎如一。它表示上层海水具有单向性的垂直混合。这是湍流卷吸的一种特性（第八章第三节），也是一种凝滞的深层水被上层水与风搅拌移动拖拽的结果。另外，上层基本是一种出流，深层基本是一种入流。在这类河口中，水的上层和深层之间存在着非常强大的盐度跃层，特别在河口的顶部，在夏季融雪出现最大河川径流时，更能产生强烈的垂直盐度梯度。

盐水楔河口（D型）的纵向断面盐度分布表示了这类河口取名的原因。海洋中的盐水是以底部的楔入形式进入。这种状况，通常是在河川径流作用强于潮流效应时产生，或者在风太弱，以致在河口中不能完全混合时产生。通常值得注意的是图10.3是一种在垂直方向上夸大了的变化，盐水楔实际上是很薄的，因此，实际的等盐度线除了楔入顶端外，几乎成水平状态。在水舌的突出部份，也就是最向前伸延的那一点，等盐度线才急剧向底层下降。该种河口与层化型河口具有相同的特征，其主要差别仅在于表层没有盐度梯度，

水是淡水，或者是几乎接近出口处才出现海水。

第四节 河口污染

鱼类死亡是水质变坏的最常见的证据。在澳大利亚发生的一个特别生动的实例是1951年的干旱期内，50万尾鳗鲡(*Anguilla reinhardtii*)以及500万尾海鲻鱼(*Mugil Cephalus*)聚集在悉尼市附近的Laue Core河$1.5\times10^4m^3$的河段上。

在此期间，有若干个工厂向Laue Core河排放含硫化合物和核蛋白质废水。在自然的腐化作用下把它们转化为硫化氢(H_2S)和无机磷酸盐，并随之耗用掉水中大量的氧。另外，这些工厂的上游3km处，有一低坝，它把上游的淡水与下游带有咸味的臭水分隔开来。由于没有大的降雨过程，流过低坝的淡水减少了，到1951年4月仅有少量的水从溢水口流出。低坝下游带有咸味的臭水开始散发出一种令人讨厌的气味（不是硫化氢），鳗鲡与鲻鱼便纷纷云集在低坝下面。

当旱情继续发展，并使低坝溢水口的水流中断之后，各种鱼的鱼鳃开始出血，变黑而死亡，且发现了若干鳗鲡钻入了低坝的裂缝，似乎已把它们的身体浸入滴滴流出的淡水中。此外，当时的水质分析表明，溢水口上游水的溶解氧(DO)含量是正常的（参阅图5.5），然而，在溢水口5m范围内则无法在那带有咸味的臭水中检测到溶解氧。

由于上述事故的教训，一个比30年前更好更深刻的体会是，河口中的污染负荷必须与河口的冲洗能力相联系。在大多数情况下，大家认为，废液的允许排放量是流量的二十分之一。意思是，当河流的流量为$20m^3/s$，那么，可排放废水

为 $1m^3/s$。允许排放率首先取决于污染物的毒性。

沉 积 物

在河口内可能有的七种沉积物源：

①通过河流和溪水的土壤侵蚀。表10.1给出了它们的估计值；

②家庭与工业排放物的处理品及固体废料；

③沿岸漂砂及堤岸侵蚀；

④风蚀海岸沙丘与潮间带沙洲；

⑤大陆架近岸的侵蚀；

⑥返回的疏浚挖泥；

⑦海洋和河流植物、动物的分解物和排泄物。

从图2.8的尤尔斯特罗姆(Hjulstrom)曲线中可以看出，河流泥沙的搬运需要有较大的流速。事实上，偶然的大流速事件，仅五年或更多些时间才可能会出现一次，它携带走大量的泥沙，由于这种情形出现相对较少，也就是说，因为这种大流速事件很少发生，因此，总的来说，形成了泥沙的沉积。然而，在多数情况下，河流到达河口区域后将会变宽，流速减慢，并常常导致流速减小到临界值之下，从而引起沉积。

大流速事件的输沙量通常可以通过延伸图10.4所绘的输沙-流量曲线而获得。此图包括了英国梅勒克森的阿冯河的溶解质输沙和悬移质输沙以及两者之和。求取输沙量的标准方法是：利用过滤法测定悬移质，用蒸馏法确定溶解的固体物质(溶解质输沙)以及用两者之和确定输沙量。总的输沙量应

为含沙量（通常为 mg/l）与流量的乘积。

河口的沉积作用在水流快速的情形下也能发生。原因是粘土矿物质的细少颗粒以相互吸引和约束，且经受咸水中的

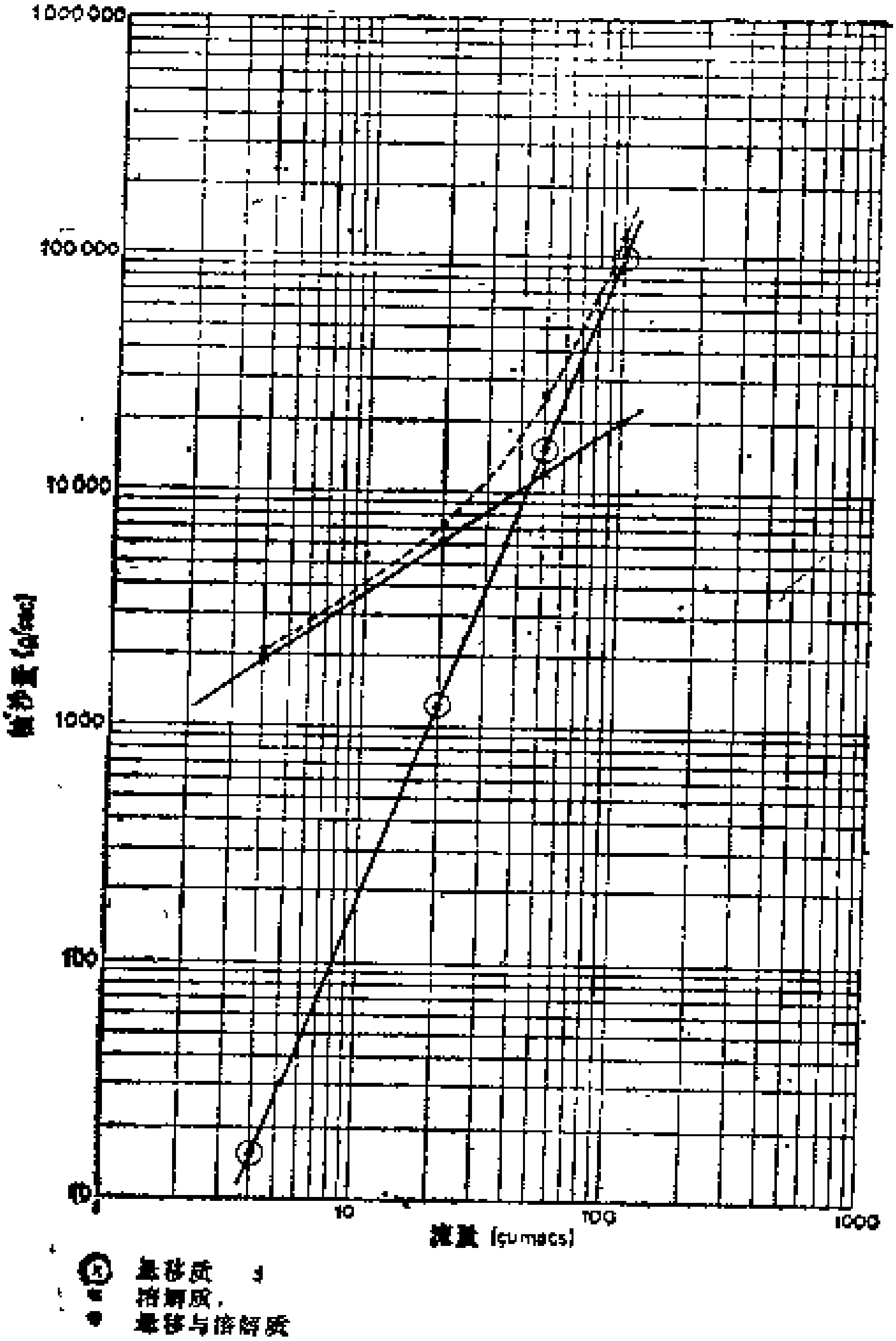


图10.4. 阿冯河输沙量与流量相关图。

电化作用，这种过程称为絮凝。如果悬移质呈现出足够大的浓度，那么，当粘土粒遇到咸水时，便会迅速发生絮凝作用。絮凝物并不以一个整体析出沉降，但在河流底部却形成一片绒状泥微层，在回声测深仪中完全可以反映出来。

且不说河口区的大型建筑工程或土地开垦活动，就疏浚及抛回它的疏浚物而言，也是影响河口的一个十分重要的作业。海运经济要求为处于大的潮汐河流或河口区沿岸的城市保持一条适当的航道。然而，很遗憾，在一个不稳定的河口环境下，要作出一个河道变化的完整理论预报是不可能的，因而，这种工程项目必须建立在野外观测的补充工作基础上，甚至，还要进行水力模型试验（参看第十二章）。

过去出现的失败事件大多数是与疏浚后重新沉积有关。许多河口的入口处都要疏挖以便增加流量，从而保持冲刷，以维持航道。但是，在层化型河口则会出现相反的情形，如果向海方向的河流表层流速较大，则向上游方向的次表层海水流速也比较快，从而使它带有大量及连续的输沙。不必认为这一切都是不好的，英国伦河河口在19世纪中叶疏浚后所产生的严重淤积，使该地成了水禽的著名栖息地。

利用一些简单的数学方法解决层化型河口中的淤积问题是很有意义的。在图10.3 C中一个确定地点上，河流入流量为Q_R，点 4 处的表层向海出流的流量与从海方向的入流量分别为Q_o与Q_i。如果我们略去降雨和蒸发，那么，水的质量和水的体积保持不变。一秒钟内的总入流为Q_i+Q_R（m^3）（流量单位规定为m^3/s），总的出流量为Q_o，两者应相等，所以

$$Q_o=Q_i+Q_R \qquad (10.2)$$

另外，盐量也应保持不变。河水没有带来盐分，因此，加果

认为 S_i 为入水的盐度值，S_o为上层出水的盐度值，那末，每秒所获得的盐量 Q_iS_i 应恒等于每秒所流出的盐量 Q_oS_o，即

$$Q_oS_o = Q_iS_i \qquad (10.3)$$

只要知道河流的入流量 Q_R，就可根据上述两式（10.2），（10.3）求解出入流量 Q_i，即

$$Q_i = Q_R \frac{S_o}{(S_i - S_o)}$$

Q_o 则可以由下式获得

$$Q_o = Q_i \frac{S_i}{(S_i - S_o)}$$

当我们代入一些典型值，比如图10.3C中$S_i = 31.5 \times 10^{-3}$，和$S_o = 30.0 \times 10^{-3}$，就可以获得 $Q_i = 20Q_R$，$Q_o = 21Q_R$。它表明，层化型河口口门处的表层出流几乎为河流入流量的20倍以上。另外，当Q_R增大时，Q_o入流量也以同等倍数增加，从而使进入河口区的泥沙沉积量可能增加。因此，在研究河口环流中，不能略掉水体的垂向特征。

营养物质和富营养化

流域内的人类活动，特别是开垦林地，耕作及排污将增加入受纳水体径流的营养物容量。营养物质是鱼类及植物赖以生存的基本物质，它包括二氧化碳（CO_2），硝酸盐(NO_3)，氨盐（NH_3）及磷酸盐（PO_4）。当某一河口接受过多的营养物时，就可能成为十分富于营养的河口。

河口食物链间的相互关系，或者，营养级的相互关系，范

围广，数量多。不过，除了营养物的输入之外，它们均依赖于（a）自养生物，诸如利用阳光把一些基本物质转化为生物细胞物质的那些植物和藻类，（b）类似于虾、贝、鱼类等的异养生物，它们利用其它的生物群作为自己的食物，（c）分解者，不论存在于液体内或沉积物内的细菌和真菌都可列入分解者一类。

在没有人类活动干扰的情况下，平衡状态的河口营养物状况，决定于水流的冲刷程度，温度（生物的活动决定于温度），水深以及所存在的生物群。在营养物过量的情况下（一般说来，含氮量和磷酸盐含量是主要的），可以产生河口的富营养化，它表现为植物过分生长，以致鱼类绝迹，河口"死亡"。

富营养化首先是湖泊的问题，但是，这种现象同样在河口，特别是在泻湖型河口存在。图10.1中的佩尔内湾和哈维河口曾经遭受一种称为刚毛藻（*Cladophora*）的海藻的迅猛发展的危害。这种海藻浮入当时尚为干净的沙滩，并散发出由分解而产生的一种难闻的气味。它们的生命力极强，又不容易死亡。在实验室的试验条件中，这种放荡的物种居然有忍受极端的盐度、营养不足和超过正常温度的能力，所有这些特性它都必须具备，以便能在超过图10.2和10.5所示的物理和化学环境中生存下来。图10.5中表示的生物循环说明，1978年年中，河川磷酸盐与硝酸盐在径流增长时开始下降，于是，营养的变化对刚毛藻的总生物量产生了巨大的影响，因而它们要抽取底质所积累的营养物以维持生命。当溶解的营养物质具有较高的浓度时，可以导致由浮游植物的绿色浮渣构成的水华事件（藻类过量繁殖程度，可用叶绿素-a的浓度作测定指标）。表层浮渣将阻挡光线，并通过切

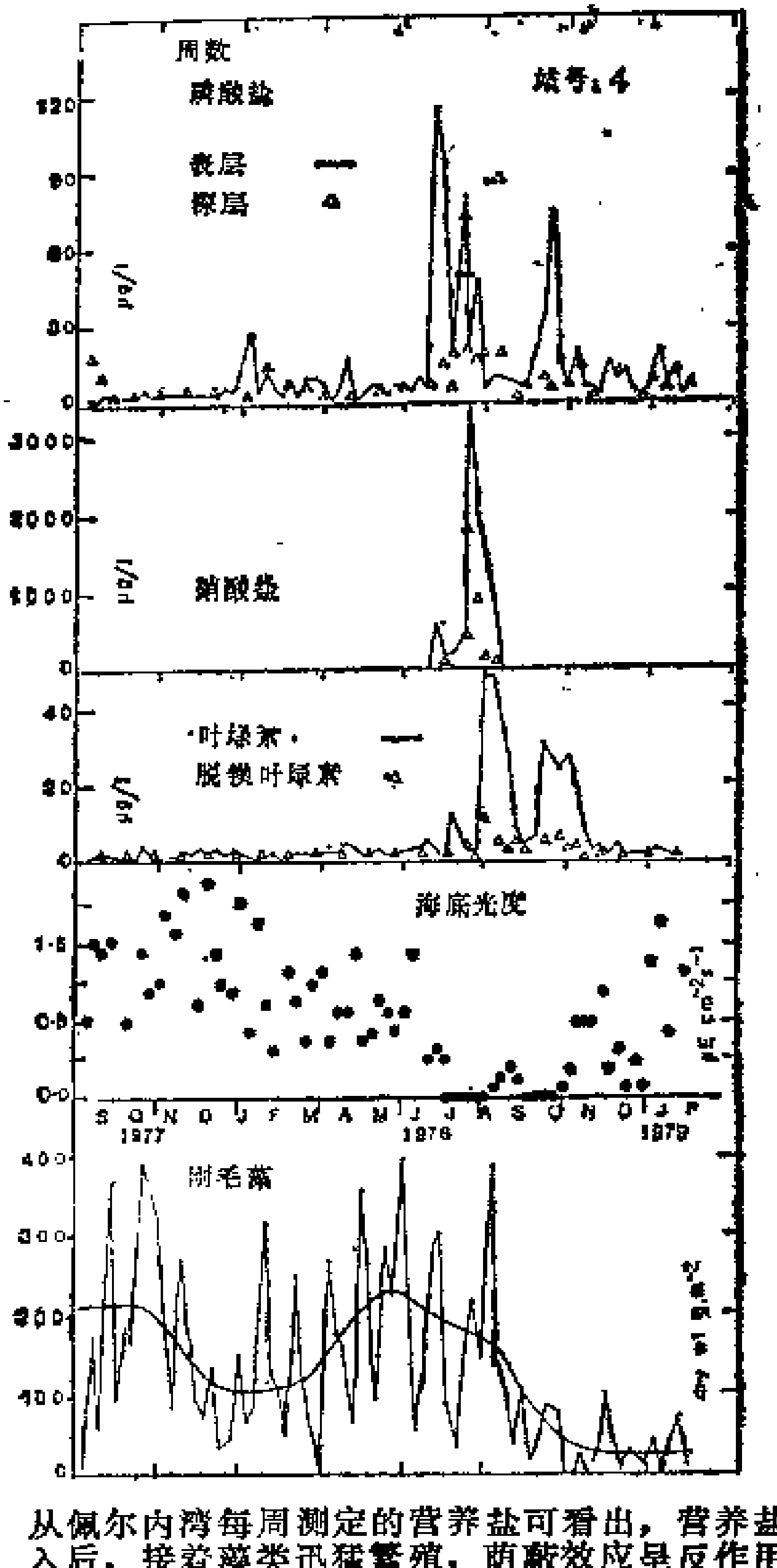


图10.5. 从佩尔内湾每周测定的营养盐可看出，营养盐大量进入后，接着藻类迅猛繁殖，荫蔽效应呈反作用。生物量测定的结果变化极大。要绘出平滑曲线则应勾画出通过刚毛藻波动资料的中线。

断光线的通道而降低刚毛藻的生长。

沼泽是一种人们最直观而易于接受的富营养化典型。由于此地有大量的植物生长，因此河口沼泽地能吸收大量的、富有营养物的生活和工业废水。它们把这些废液转化成软水生甲壳类动物，也是硬水生贝类动物赖以生活的有机植物物体中。在不少的近岸水域中，沼泽地的产物是支撑河口食物链有机物质的主要来源，同时，为许多种类的家禽和哺乳类动物提供食物及栖息场所。三角洲的沼泽，同样具有其它有益的功能：例如作为临时的洪水分流场所，并且，通过它来吸收有害的波动能量，从而有助于控制冲刷。

河口管理

为了缓和或至少控制河口的污染，必须制定管理策略。河口管理是海岸带管理的一部分（见第二章第六节），而且，所有的海岸带管理机构都管理河口。然而，特殊的河口有特殊的问题，这就充分说明，在河口区沿岸分别设置对工业、城市、农业和娱乐设施的管理机构是有道理的。当然，真正的河口管理应该扩展到上游。即使按照河川的管理，这种划分也是合理的。在美国得克萨斯州曾发生过这样的一种争论，供水部门要拦截某一河段，水质管理部门则要求有充分的淡水径流流通，以保持河口的良好冲洗条件。

为了制定管理策略，我们必须识别产生污染的原因，以及认识经济上的和政治上的限制，因为它们可以约束我们的解决方法。图10.6是一个试图用以验证对佩尔内湾-哈维河口系统中刚毛藻问题可能控制的方法。图中表明，刚毛藻的生长应当看成是水文（风、潮汐等）与营养物（水载的和沉积物

中的氮、磷以及腐殖质）间的相互作用的结果，还应考虑两种类型的浮游植物及其它物理因素（光、温度等）的相互作用的结果。这里共提出了三种管理控制策略，并用一个问号箭头指向那个管理框格。一个是直接地把海藻搬走限制刚毛

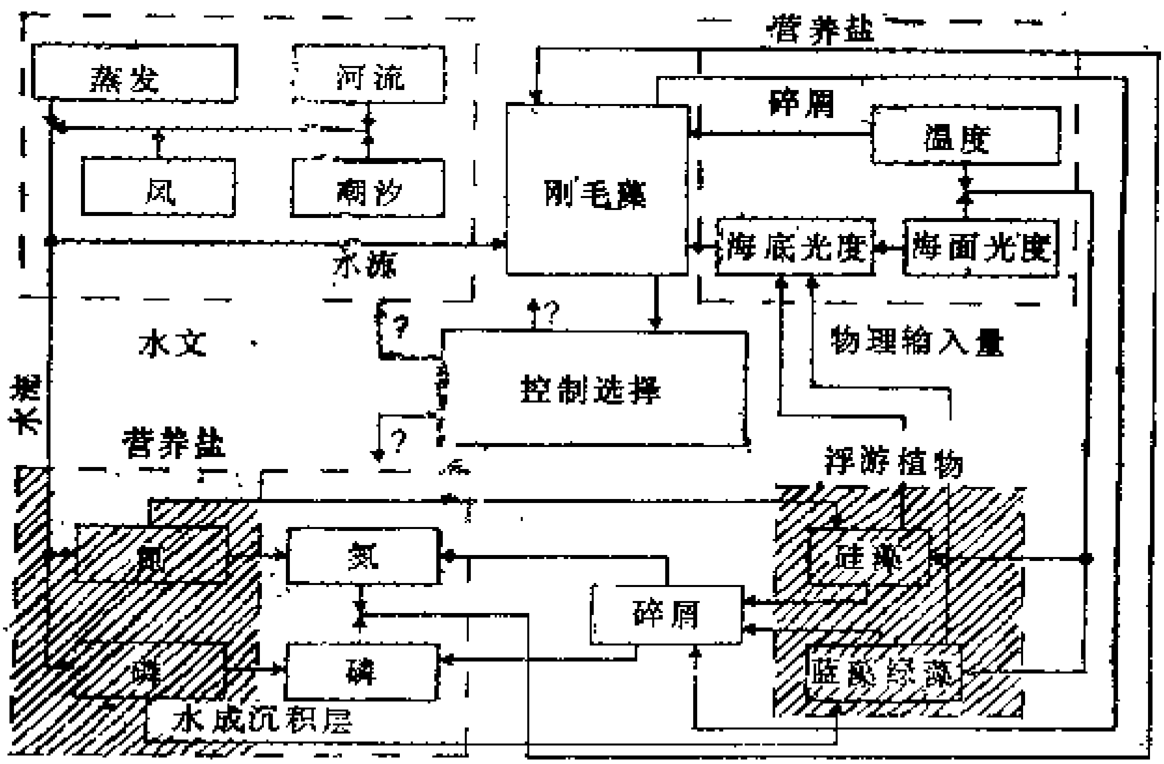


图10.6． 表示佩尔内湾海藻生长的严格方向与控制选择间的相互关系图。

藻的繁殖，另一个可试行改变内湾的水文条件，使其不利于海藻生长（即拓宽河道，以多纳海水等），最后一个是限制营养物源，可行的办法是疏挖富于营养的底质沉积，以切断植物的生长需求。对于最后决定采用的控制策略必须有科学的依据，以保证将来工作的顺利进行，因为从这个时候起，它就是一个社会性问题，将受到政治论坛的选择。

第五节 珊瑚礁

珊瑚礁是一种存在于温暖热带水域内，并由大量的珊瑚虫相互连结而成的一种胶体物质，也是一种藻类群体在其原生长地死亡后，从这里不断往四周增长的一种礁。这类礁有四种类型：① 岛屿和大陆岸边的岸礁，它们与陆地间并没有深水通道相隔。 ② 堡礁，也在大陆的边缘出现，不过，它们相隔有相当的距离，而且，它们之间有一个深且宽的称为礁泻湖的通道相隔。澳大利亚东北部的大堡礁是一个最好的例子，它延绵1930km，最外的一层礁离岸也有160km。③ 环礁，它不与任何陆地相连，而是由一些纯粹珊瑚所形成的临时岛屿的圆形珊瑚礁所组成。在泻湖内，尤如大堡礁内的通道，水深很少超过60m，它们的大小变化也大，小者如一个湖，大者如一内海，直径可超过64 km。通常，在这种礁底的适当深度上有一缺口，它的开口方向与贸易风方向相反。 ④ 最后是礁丘，这是一种独立的、具有不同样式与大小的礁台，它们在环礁泻湖或堡礁的屏障下大量生长。

珊瑚礁是一个主要的生物源，它是由珊瑚虫构成，这种微小的海洋生物，从海水中吸收碳酸钙，形成各种骸骨。与这些紧密相结合的是一些极小的植物，一种粉红色的钙藻，它们生长在珊瑚虫的四周。这组生物彼此紧密相依，藻类从珊瑚中吸入营养物，并通过植物的光合作用，利用丰富的二氧化碳（珊瑚呼吸后析入海中）制成食物；接着，本身又向海水放出珊瑚呼吸所需的氧气。虽然珊瑚是礁体的基本物质，

但是，一般它仅有小部分形成礁物。最初，礁体是由珊瑚及红色的海藻形成，接着有许多第二填充物，包括某些大的软体动物，以及作为基质的小动物和植物的钙质骸骨。最后，它们碎成砂状，填充那些中空的位置，并扩大到底层，特别是礁体的基部。不少的捕食者是以造礁者作为捕食对象。70年代早期，人们十分担心长棘海星的大量出现将会毁掉大堡礁。现在，这种危机总算过去了，不过，它却提供了一个生态方面令人烦恼和罕见的循环例证。

造礁多见于海洋，在那里，自由移动的浮游生物珊瑚幼体在海流作用下向四周散布，而且，这里的生态条件又确实允许珊瑚和相适应的海藻生长。适当的光照是海藻光合作用的基础，因此，清澈温暖的海水是珊瑚的良好生长环境。光照强度随水深的增加而减少（第十二章），然而，在透明度特别好的海水中，即使超过100m 的深度也可以找到活的珊瑚，实际上，珊瑚礁开始营造的最大深度约为50m 左右。那么，在深水中，它们的外侧深入到上百米的水中，礁堡和环礁是如何生存的呢？围绕着它的建造形式这个中心问题，引起了不少动物学家与地质学家的关注。

幸好，有关岸礁的生成没有那么神秘，我们通过物理与生物之间相互所起的作用便可以发现它们的起源问题。岸礁常在河口处间断地分布，因为悬移质泥沙减少了阳光的穿透程度，并阻止造礁生物的生长。在具有适当底岩的清澈温暖的水体中，珊瑚会彼此重叠向上生长。当它们到达低潮线后，向上生长便告停止，因为珊瑚虫在空气中只能忍受极短的时间。红珊瑚藻的最厚结壳层常出现在裸露的礁峰处，这里，强烈的海洋破波提供了这些钙化植物所需的、额外的氧。既然，它不可能向上生长，只好横向生长，这就使珊瑚

物越来越宽广，并使外缘有很大的陡度。

珊瑚礁外缘的水下域，是珊瑚生长最为活跃的地方。外海与陆地间的礁坪可形成一个中空的、类似于浅泻湖的通道，有时，即使一个特别深的通道以这种形式形成，活的珊瑚也可能在此再次连结生长，以致封闭。大堡礁内的礁丘就是例子，而且，礁台的形态与贸易风产生的波浪类型有关。它们经常生长成一种马蹄型的形式，且其外缘的方向指向贸易风的方向。

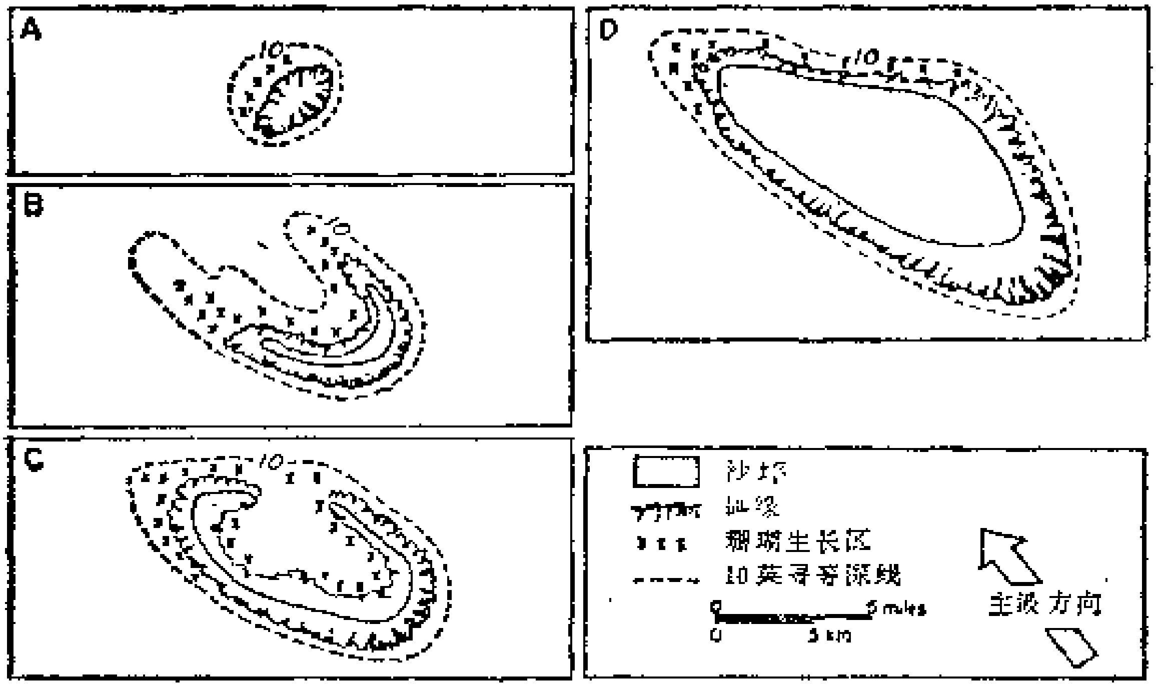


图10.7. 最初形成的礁丘（A），不断以其抵御主波来向的形式成长（B）和（C）。大的礁最终可以发展成（D）样。水深16英寻，约为 20m。

不管名称如何，大堡礁不是连续分布的，对流动的海水也不起一种坝的阻挡作用。在外层礁内的泻湖海水与珊瑚海的海水没有区别。外层礁，在某种程度上，可以看成是一系列如图 10.7 B、和C 的马蹄状珊瑚礁。马蹄两条边之间的距离

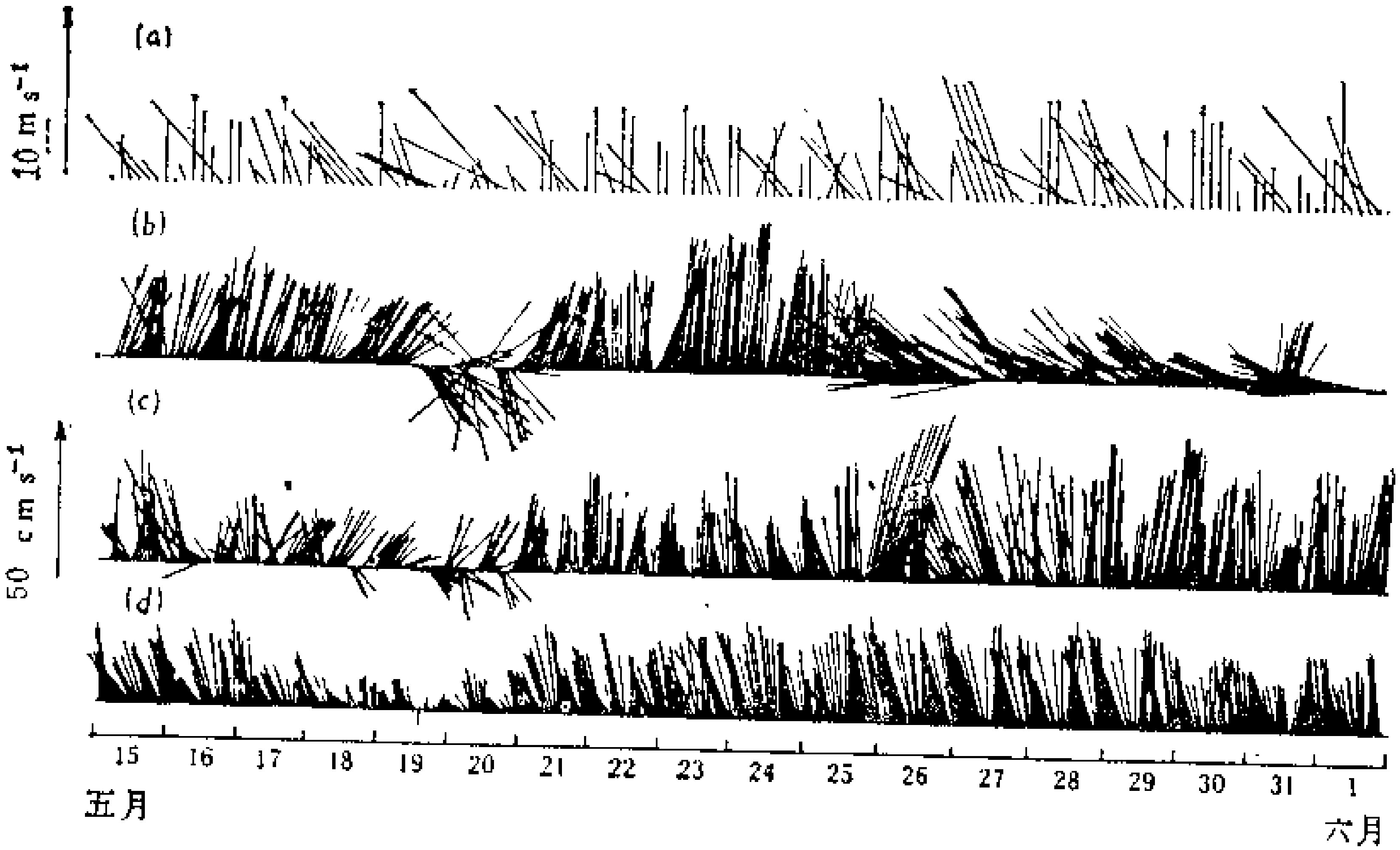


图10.8. 大堡礁凯恩斯礁石外缘观测到的风(a)，表层流(b)，中层流(c)和底层流(d)的记录。由于测流仪失灵，表层流记录疑为5月25日以后的。

成了珊瑚海的海水流动通道，另外，水体还通过礁上破碎的涌浪进行交换。当我们把珊瑚礁的生物学与形态学进行比较时，便可以大致了解礁内水流的情形。对环礁的研究表明，尽管泻湖内与外海水体的交换是由波浪和潮汐完成，然而，泻湖内最通常的水体流动则是风作用到水体表层的结果。

图10.8描述了大堡礁靠近凯恩斯处的表层、中层、底层的流动情况。与风向变化无关的反向流动表明，近岸处有一陆架波传播。其它地方（布罗德海峡）的礁泻湖内，则有较大的潮汐变化，这可能是海岸与礁体间的局地静振加强的结果。另一种复杂的现象是，在珊瑚礁系列的裂口处常常产生局部的射流现象，从而使得受地形支配和风作用的环流变得更为复杂。如果对这样的细节不作充分的估计而去进行某些海洋工程，则势必会产生许多麻烦。例如，在赫罗安岛建立的海洋工程项目中，1945年建成的航道提供了一条沉积的落潮水道，然而，在这个时候，岛上西北部的海滩却开始受到侵蚀。

第十一章　直接测量和遥感检测

第一节　仪 器 和 方 法

为了取得近岸水域环境状况的信息而采用最直接的测量方法，是利用小艇或船只出海进行测量。为此，我们必须在船上配备许多测量仪器，以便能就地得出测量结果（尽管，很多情况下，信号瞬时值是在船上收集，而在陆地上的研究所进行分析处理）。通常，测量的目的是为了解答一些可能是或者实际是人为污染造成的问题，如水体、海底及海洋动物体内等所存在的痕量元素水平，或者，排放废水的混合，以及随着而来的废水的运动。环境调查过程所牵涉的野外工作，必须有一个大家承认的直接参加工作的领导者。他应该精通各门科学及人员情况，同时在该船船员中是一个在航海上有着绝对权威的人。简单说，开始工作前的时间是宝贵的，各组成员最终必须明白各自的任务。仪器校正必须在出发前进行，还应当全面检查一下供给各组成员的生活物资（如咖啡和饮用水等），且检查一下防护衣，以便随时使用，还有笔记本等。

利用各种潜水设施，不论是与船上气泵连接的气管（也称水面供气装置），还是安放在潜水人员背上的气瓶（也称SCUBA），对工作都是有很大好处的。这样，他们便可对自己所感兴趣的现象进行摄影、收集标本与清理水下设施。由于SCUBA这种设备既不昂贵又容易携带，因此，在近岸

工作中，实际上最重要的考虑是任何一个SCUBA使用者都能在所感兴趣的地方十分容易地操纵它。用SCUBA潜到50m深度是不成问题的，然而，如果这种真正的商业潜水器能应用于超过这个深度中，付出的代价也是不小的。

在做调查计划时，选择优良的仪器以处理和分析所获得的数据是一种明智的想法。数据处理、统计演算和绘图都是一项十分麻烦而费时的工作，最好由数据处理计算机来完成。最好的方法是将传感器直接与船上的计算机及绘图机连接配套，以便在测量的同时，显示所测得数据，并进行处理分析，这样，可以立即判断此处是否值得继续测量，是否要转移到新的地方还是布置更多的仪器来进行。最后这个例子就是通常所说的"标的原理"（zoom philosophy）。利用这一原理，调查船可以进行广泛而深入的研究，提供大范围的监测和监视程序，就如通过照相机的镜头取景，我们能够把感兴趣的范围不断缩小聚焦一样。其工作程序如下：先在航空或人造地球卫星所摄照片传送的基础上，计划把"镜头"集中到我们所感兴趣的区域——也许是一个废液排放羽流，然后，卫星便会命令测船在该地进行调查，这次可用常规的网格断面（grid transect）取得所需的数据，直至发现异常情况，如溶解氧浓度极低的区域才停止；最后、锚定监测船，以对该区域进行更详细的测定。

导 航

导航，亦即了解船只所处的位置，这是海洋调查首先碰到的非常重要的工作。深水导航多数是不十分准确，幸而大多数的近岸区是在陆地视线范围之内，故能提供较精确的导

航。导航系统有五种：

（1）领航

在可见岸范围内，领航者利用六分仪量度出陆岸上三个固定对象之间的水平夹角，然后用这些角来确定船只的位置。此外，精确度较差的方法是利用罗盘作两个交角定位，而精确度较高的方法是利用陆上经纬仪交会法确定。

如果已知某海区的海底地形（可利用声纳测量），并且有一张好海图，也可作为一种导航的辅助手段。船的位置可根据所经区域的海底地形和航海图进行确定。

（2）船位推算

这是一种最简单的，也是最粗略的推算方法。仅是利用船的速度和出发时航向推算任何时刻船到达的位置。

（3）天文导航

用六分仪、天文钟（即现今的无线电时信号）和一本天文年历，便可以计算出经纬度，精度约为2km。

（4）电子法

多数电子定位系统是利用测定电信号，从发射器传送到陆地上已知位置后又返回船上所需的时间来计算。商品性导航系统则使用能够向各个不同地点，同时发射同步信号的多路发射器来进行测量。信号到达的不同时间差，便是船只离开该点的距离。两组或两组以上的站点，可以提供十分精确的船位。有几种大型的导航系统如 Loran，Decca，Omega等，然而，小范围的监测可以竖立一个自己的单独系统。

（5）卫星导航法

导航卫星（NAVSAT）在极地绕地球轨道而行，卫星上发射出能被船上接收器所接收的信号。小型计算机在很短时间内便可处理获得的信息，同时确定船所在的位置。无论白

天，还是黑夜，无论晴天，还是阴云，这种方法都能确定出船只在 200m 范围内的位置（尽管该处远离大陆和岛屿），一天可以测定 4 — 6 次。

测 量 仪 器

目前，海洋测量仪器已经得到了迅速的发展，也发生了巨大的变化。一方面是由于新的科学原理的应用，另一方面是由于电子元件成本的降低，从而导致了计算机系统的迅速发展，以及目前与这些器件相连的微处理机的交替使用。

任何人计划装备一艘用于环境和科学调查的船，都应该与有声誉的科学仪器制造厂以及海洋研究所接触，目的在于弄清楚一系列适用的以及通用的仪器。表 11.1 中列举了我们通常需要的信息样本和要求达到最大效果的仪器类型。必须强调，如果不是为适应海洋条件而特别设计的仪器，那就不能指望会较好地完成海上作业，因为海水是一种强烈的腐蚀剂，能迅速地腐蚀金属。为了防止海洋仪器发生这种情况，可接上一个保护阳极——一块被腐蚀的金属。在每次用完仪器后，必须彻底用清水冲洗和擦净。介绍海洋仪器不是本书的目的，所以，对此有兴趣的读者可以通过其他资料进一步查询。

尽管如此，还是要指出，通常可把数种传感器固定在一起组成一单元。记录电流表常和温度及压力传感器相连接。一般说来，温度和溶解氧探测器都结合在一起，如CTD探测器（测定电导率、温度、深度；有时也称为STD探测器，因盐度也是根据电导率推算的）。另外，经常出现在海洋文献中的一些缩写还包括 MBT 或 BTG 等，这是一种机械式温深

仪，而XBT则是一种投弃式温深仪，现在它已经取代了老式的BTG。AXBT则是一种从飞机投掷的XBT投掷式温深仪。

表11.1

特性		测量仪器
物理特性	运动	浮标、海流计
	温度	温度深度仪、热敏电阻
	盐度	电导仪
	透明度	浊度计(能见度测定表)、透明度板
	深度	测深铅垂线、回声测深仪、压敏传感器
	波浪	浮标加速度计（波浪骑士）
	潮汐	验潮仪
化学特性	化学元素，营养物质	取样瓶、泵和筒抽水
	溶解氧（DO）	溶解氧探测器（DO）
	颗粒物质	沉降仪和浮选仪
	底质成分	底质采样器、取岩心管
生态特性	颗粒物质	浮游生物网、贻贝浮标
	动物区系	电视、饵料箱、拖网
	微生物	无菌袋网取样器
气象特性	辐射	平面总日照表
	风	风速表
	降水	雨量器、雨量计
	蒸发	蒸发皿

温深仪是一种测量温度和深度的工具。老式BTG具有一个灵巧的机械联接装置，以便在烟熏镜片中得到模拟记录。它是用触针在预先校正的玻片上刻出痕迹进行记录的。BTG既可以在固定的，也可以在运动的船上投下或提起。这种设计后来由XBT作了进一步拓展，XBT是由特别设计的传感器

单元所组成，其下降速度是已知的，一条细导线接在一个把温度资料转到绘图机的转发器上，绘图机纸卷的转动速度与水深成线性关系。最后，卷线全部用完，插头自动脱落而弃之。

近年来，人们开始关注起把深层海流计锚定以测量表层海流时的精度（表11.1）。表面波对这些仪器的读数会有干扰，因此，记录资料在使用前要作很多修正。由于自记海流仪适应于计算机的输出，因而获得普遍使用。可是，这种仪器只能记录一个地点所发生的现象(即周知的欧拉表示法)，而不能记录水体曾经流过的地方，如果把仪器上取得的矢量进行合成，那么，前进矢量（Progressive vector）甚至会显示出水流一直延伸到离内陆几英里之处。因此，我们还需

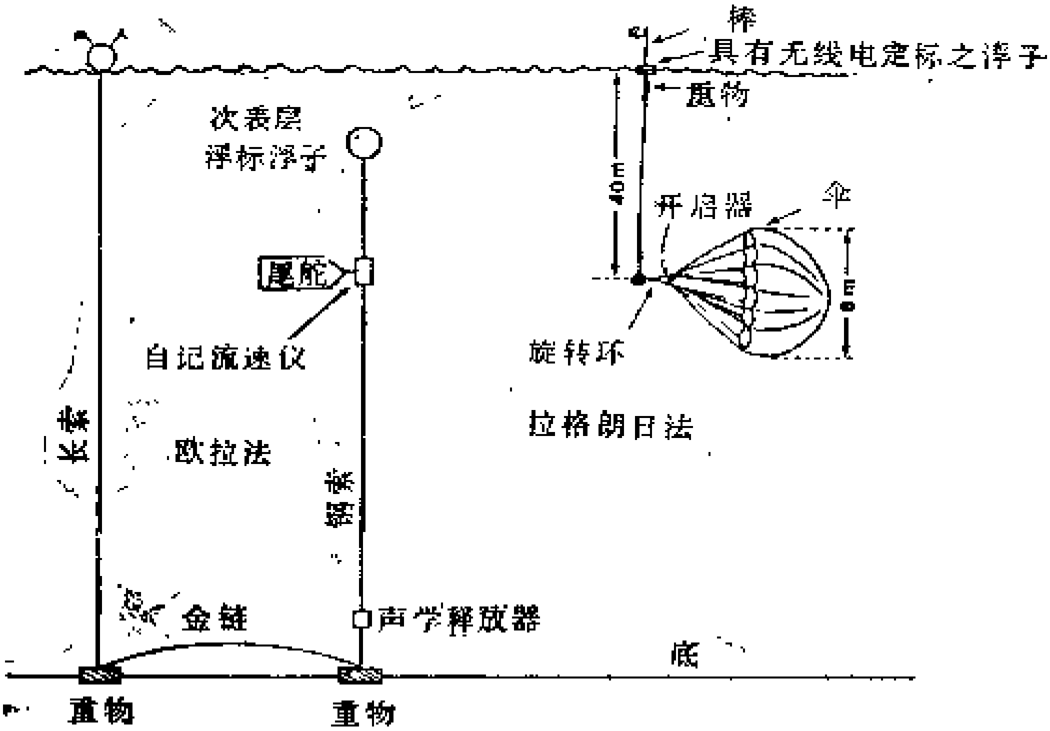


图11.1. 次表层流既可用自记流速仪固定在某一深度上的欧拉法进行测量，也可用伞型浮标等的拉格朗日法测量。图中的链用以特别加固仪器防止海面标记丢失。

要用浮标跟踪作补充，这就产生了测定海流的所谓拉格朗日法。图11.1便是用拉格朗日法求出结果的一个例子。

一个直径为8 m的伞用作深水浮标是非常方便的，而底部有孔的水桶则为常用于浅水区域的浮标，如图11.1所示。一般，跟踪浮标要花费几个小时，甚至几天时间，最后浮标既有可能远离出发点若干公里，也有可能返回原点。在计算海流时，空气动力对表杆的影响必须考虑在内。

第二节 遥感检测

遥感是描述利用安置在某一地点的仪器对另外一些点的物理信息进行收集的一个现代术语。遥感检测与传统的当场测量或传感测量比较，后者是把海洋仪器直接沉入所要求的位置直接取样或测量。

我们最熟悉的遥感是利用一个简单的照相机把可见物体的像显示于照相板或照相胶卷上，然后，把景物冲洗出来。普通照相机能利用光谱中的可见光部分，不过，一些特殊的照相机和胶卷则能够录下红外线的辐射。可见光和红外线辐射是与海洋有关的两种电磁辐射的一部分，第三种与电磁辐射有关的则是波谱中的微波部分。

遥感检测的仪器要依赖于辐射（或波）把研究区内所要的信息发送回仪器接收器。电磁辐射是用来实现这种目的的一种方法。还有一种方法是声辐射（或声波）。我们已经知道，声波可以用于海洋测深和海洋地震测量。声波在海洋中是重要的，因为在电磁波无法传导的时候，声波大部分可以传导。一个引人注目的例子是，当在澳大利亚附近进行深水

爆炸时，能够被位于另一面的百慕大水听器所探测。

这一章的其余部分还将对电磁和声波的辐射性质进行说明，并且探讨用于获得近岸水域信息的一些方法。我不想只停留在谈论仪器本身，因为这方面的技术发展十分迅速，新的仪器很快就取代了旧的仪器。另外，我也不希望论及利用电磁波或声波的现场探测情形，因为现代的海流测量方法包括了声波海流计的应用，它们的声波性质将受到海流的影响而改变。

尽管如此，我们还是应该了解两类遥感探测仪的主要类别，它包括主动式的和被动式的遥感器。任何能发射光或声，并从发射和回收信号之间的变化，可以推断媒介性质的装置就是主动式遥感器。如果仪器只含一个能检测自然本底辐射的接收器，就是被动式的遥感检测系统。

第三节　声　学

通过海水分子波动般的交替压缩与放开，声波辐射可以把声能从此处传到彼处，因此，声波辐射或声波具有微小的压力波状变化。声波是由于发生器里膜的振动而产生，从而被水听器所探测。这种原理被广泛应用于许多发生和接收信号的水下仪器中。

海洋声学所涉及的频率从 1 Hz 到 1 万 Hz。频率表示在 1 秒钟内声波受压缩的次数，它是用 Hz 为测定单位，1 Hz 表示 1 秒钟振动一个周期，高频率的声音很容易被海水吸收。除了少数特殊用途，如声像发生器（acoustic image maker）及侧视扫描声纳是利用短波进行工作外（声纳相当

于声波雷达），用于传送用途的声波波频都小于几十万 Hz 以下。不过，除了发生地震或者大爆炸，低于1 Hz的极低频很难产生声音。

人们对音频的选择取决于它的用途，并常在两种频域中作调整：低频区，具有较大的噪音背景、低的信号衰减，高频区则具有较低的噪音背景，目标清晰。当调查船寻找浅海的薄砂砾沉积层或与此类似的地层时，常愿意选择高频区的高信号衰减声纳以获得那怕只有几米厚的、然而详细的地层结构，高频短声波能提供这种微结构。不过，另一方面，勘探石油需要作深层探测，它需要的是低频声波声纳。对丧失掉的细节可以用对底层以下数百米深结构的了解作为补偿。对声纳位置附近的鱼群，人们往往愿意使用高频声纳，因为，对有经验的观测者，它能给出充分详细的鱼群情况。军用声纳希望在长距离内搜索到一些大的目标，如潜艇，因此都使用低频声纳。

声学技术有不少已经应用于近海水域的环境问题中。在海洋中倾卸污水，就象疏浚作业丢下的烂泥一样，存在着声学的痕迹。在河流中，声学技术可以用来估计水中悬浮颗粒的重量。在河口区，回声测深仪可以找到上层为淡水与下层为海水的交界面。图 11.2. 为 200 kHz 回声测探仪记录图的一部分，它是在澳大利亚沙克湾拖网捕虾作业时的记录。如图所示，中间水层出现有明显的声波反射，这种反射是由单独的密度跃层或者与密度跃层伴生的散射中心（scattering centre）产生的。潜在的散射体包括小鱼、浮游动物、浮游植物和腐殖质分解放出的小气泡。有证据说明浮游动物在河口咸淡水交界面聚集，这就使图11.2的说明变得更为复杂。

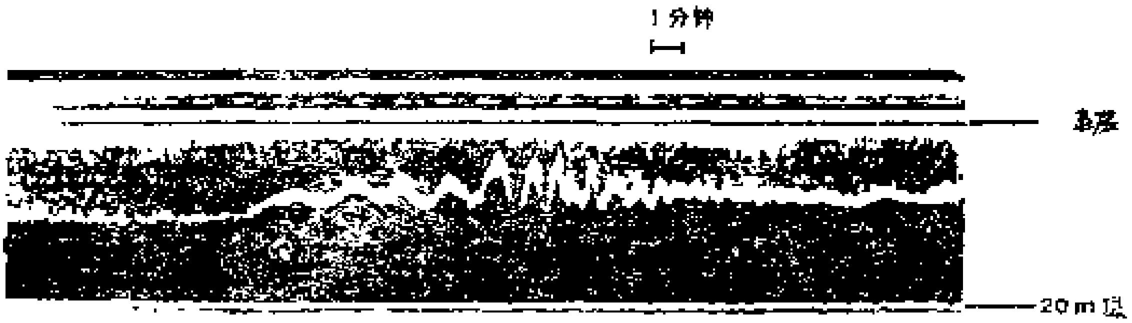


图11.2. 从这台放置于20m深的回声测深仪的记录中看出，上层是一个显著的生物活动水层，还可以看到强大的水层间界面上的内波活动。

衰 减 与 强 度

衡量声音的强度和衰减，通常是用分贝（db）这个无量纲量来说明。引入这个量的理由是因为声压变化大于10^{10}。声的强度与声压平方成比例，其值大于10^{20}。为了把这些大数字减少成为一个易处理的数，我们利用对数形式确定音级（SL）为

$$SL(\mathrm{db}) = 10\lg(I/I_o) = 20\lg(P/P_o) \qquad (11.1)$$

式中，I代表声波强度，它是由量值P的压力波动所得；带有下标的I_o和P_o指的是任意给定的参照值。其中一个有效的参照压力为$0.1\mathrm{N/m^2}$，它适用于声纳传感器及水听器的相应器件上。

海水中高频声波的衰减是粘滞作用和化学作用的结果。首先，水是一种粘性液体，粘性对声波有摩擦作用，粘性损耗声波的能量，转化为热能。粘性效应在高频区作用更为明显，它与水的温度有关，温度增加，粘性减少，则声波衰减

也减少。实验证明，在同样的水温下，海水对声波的衰减比蒸馏水大，这种附加损耗是水中硫酸镁（$MgSO_4$）离子张弛现象（ionic relaxation phenomenon）影响的结果。硫酸镁是一种能够吸收声能的盐类。几千赫兹以下的声波，还存在着另外一种能够吸收声能的化学离子张弛现象，在低频区主要的是一种硼酸引起的张弛现象。在极低频区，水层中由随机波动所引起的散射也能够减弱声音信号，低温及盐度的不均匀性是这种散射的起因。

此外，几何效应也能削弱声束。对于一个传感器，可以近似地看作辐射出有限立体角 (solid angle) 的波的点声源，几何效应对声波强度的消减或扩散损失，均与其距离平方成比例。

反 射

声纳探测的一般概念是发射信号和检测到达接收器的反射信号。反射信号可以由特殊的目标（如潜艇或鱼群）、由水体固有的物理特性、或由海面或海底的反射而产生。

海洋声学经常使用目标强度 (target strength)(TS) 这个术语来衡量反射强度（量级）。它和反射系数 R 的关系为：

$$TS = 20\lg\left(\frac{\text{离目标物 1m所测定的反射声压}}{\text{投向目标物的声压}}\right)$$

$$= 20\lg R \qquad (11.2)$$

或者可以用散射横断面（scattering cross-section）χ 表示，即

$$TS = 20\lg\sqrt{\frac{\chi}{4\pi}} \qquad (11.3)$$

(11.3)公式的优点是对具有简单的几何形状来说，可以

根据物理学原理推测散射横断面X的基本形状。例如，在一定的频率范围内，对一个很小的球状目标物，散射横断面与入射声频的四次方成比例。

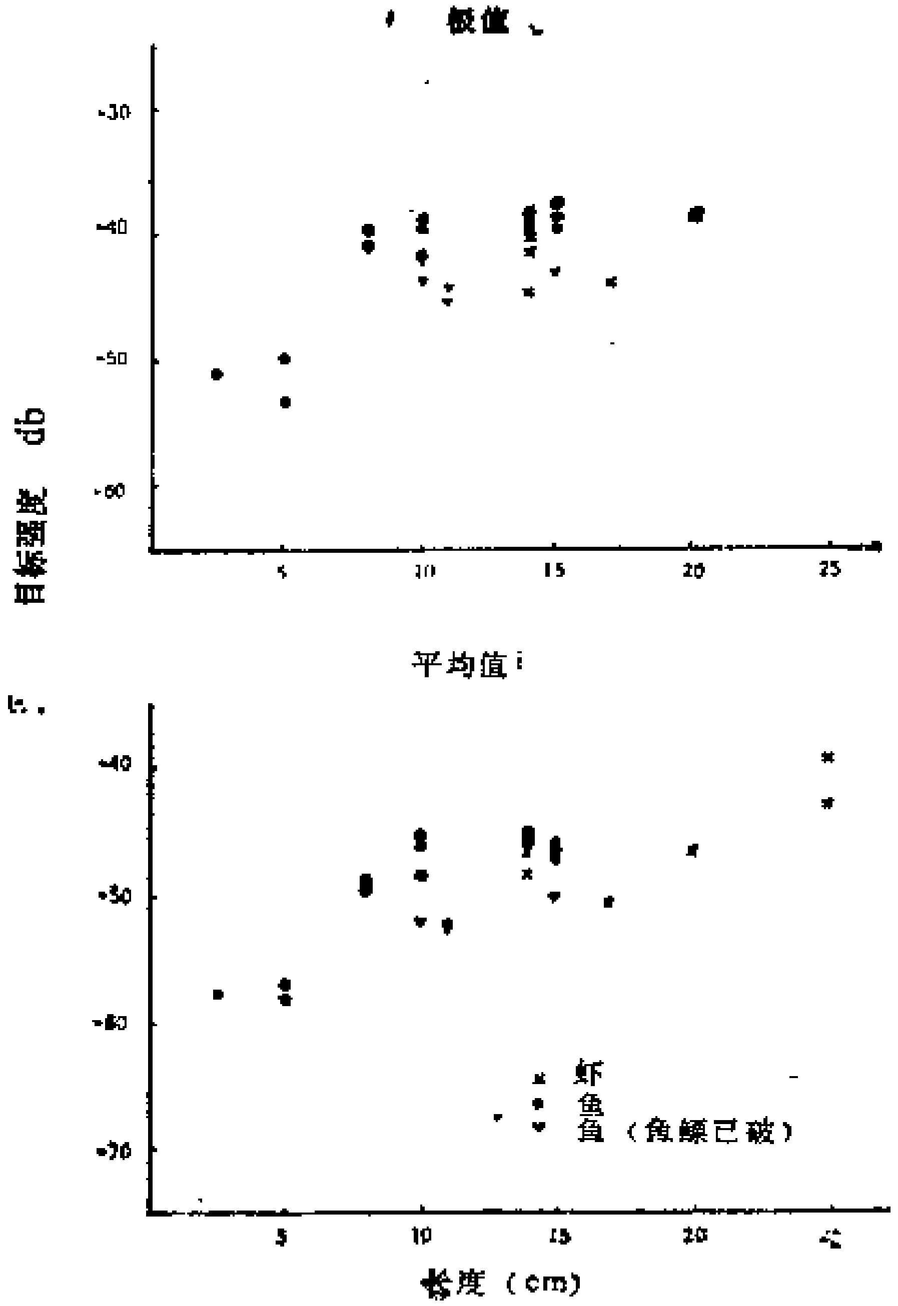
通常称为磷虾的那种浮游动物的典型目标强度，其范围由102kHz的－90db到200kHz的－70db间。1 mm长的桡足类甲壳动物（另一种浮游生物）的目标强度在200kHz的－117－－110db之间。对虾和小鱼，上述的四次方定律对于通常的声纳频率已不再有效，而对50—500kHz的声纳则不依赖于频率。图11.3显示了王虾和小鱼的目标强度在这一频率范围内是如何随着长度而增加的。

当有多重目标出现时，如一群鱼，目标强度便会增加。一般地说，我们可以把散射横断面加起来，这样，对n个相等强度的总合成，目标强度便随$20\lg\sqrt{n}$的加大而增大。因此，对于目标分布范围（个别目标强度为-90db），在返程回声波的强度为－70db的部分中所计算的平均综合目标强度，要求n值为100。也就是，这100个目标必须在适当的体积之内。无疑，当声束遇到足够密度的目标时，个别低于检波界限的特定目标中心就能产生明显的回波。声波遇到淤泥留下痕迹就是这个道理。

在海洋中，不仅现存物质能发生声波的回波，甚至，不能充分确定的目标也能发生。当声波束直接射到物体表面或其底部并全被有效地反射时，所产生的声波回波最强。然而，在全回波的路程上，由于海水性质的陡然改变，会造成部分回波的损失，它可以用水体的声阻抗Z来说明，有

$$Z=\rho c \qquad (11.4)$$

式中，ρ是水的密度，c为声波在水中传播的速度。无论密度还是传播速度，两者都和海水的温度和盐度存在着复杂的依赖



11.3. 在200kHz声频下，王虾和小无腹鳍刺鲀鱼的目标强度与长度成正比。

关系。如在河口，半咸淡的河水层位于咸水层之上，两层水的标准密度分别为$1.01\times10^3kg/m^3$，和$1.02\times10^3kg/m^3$，与此对应的声波传播速度为1525m/s和1495m/s。结果，处于上层淡水的声阻抗为$1.510\times10^6kg/m^2\cdot s$，下层咸水的声阻

抗为$1.555\times10^6 kg/m^2\cdot s$。对直接入射的反射，其反射系数为

$$R=\frac{反射声压}{入射声压}=\frac{(Z_{咸}-Z_{淡})}{(Z_{咸}+Z_{淡})} \qquad (11.5)$$

因此，上述例子的反射系数为0.015，而与此相连的有效目标强度为-36.5db。这个理论值在实际中很少能达到，因为公式（11.5）作了两层水的界面十分明显的假定。事实上，界面是模糊的，从而使它的有效目标强度低于50db，或更多些。

被动声波传感

海洋中另一种声学特性是环境噪声音量。这些噪音部分来自生物，部分来自自然界。它依赖于所处的地点、接收器的位置、方向、附近的天气和远处的天气条件等。

风掠过水面时可以产生声音，在海底流过的海流，波浪的破碎，甚至下雨都能产生声音。此外，生物的噪音也是强大的，在美国东海岸沿海地区；每年某个固定时期，一种蟾鲶鱼的寻偶叫声可大到足以掩盖其他声音的程度。海豚有自已的回声定位装置（通常发出的属高频声波，因而衰减迅速）。另外，鲸鱼则利用远距离传播的低频声波进行联络。

当然，最后还有人为的声音，如声讯发生器或船的噪音等。船的噪音分两种：一种是推进器产生的空化噪音，另一种是来自发动机的机械噪音。一般说来，船的噪音都是来自发动机振动十分强烈的低频音。当推进器以很快速度运转，以便能从水里获得大的反作用力时，在螺旋桨叶附近形成很多气泡，这样就产生了空化噪音。当气泡离开桨叶上升，由于

水压恢复原状，气泡便会象肥皂泡一样破裂而产生噪音。在推进器低速旋转时，空化噪音并不存在，然而，随着转速的提高，空化噪音开始形成，这时的空化噪音成了船发射的全部声压的主要部分。

海洋环境噪音谱的典型范围是从频率约为0.3Hz的天然地震噪音到频率为10^5Hz的风生高频噪音之间。正如我们所预料，由于低频声波吸收较少，故在低频区其噪音量加大。典型声强能谱的范围是：从频率为1Hz左右的$100N^2m^{-4}Hz^{-1}$降低到频率为10^5Hz处的$10^{-8}N^2m^{-4}Hz^{-1}$。虽然，那时看来似乎有点勉强，但是，目前这样的测量已成为必要，尤其是要确定常有潜水员和科学探测人员工作的近岸水域噪音污染的程度。现在越来越趋向于建造海洋保护区或海洋公园，以便保护一些海底美丽的自然景色，然而，由于游客的涌入，机动船只将产生潜在的噪音污染，这是必须注意的。

第四节 电磁辐射

光、无线电波、微波和X射线都是电磁辐射的表现形式。振荡的电场和磁场产生的波，在自由空间中以3×10^8m/s的速度传播，这也是一种能量传播的形式。通常，所有的波都可以用其频率v或波长λ来描述，而两者均与速度c有关，其关系式为：

$$\lambda v = c, \quad 或 \quad \lambda = c/v \qquad (11.6)$$

按照习惯，光波一般用波长来衡量，如红光的波长为0.6μm（600nm）蓝光波长为0.4μm（400nm），然而，无线电波和微波则用频率来衡量。

我们最熟悉的电磁辐射形式是太阳发射的辐射，它是一种具有一定比例的不同辐射频率的混合体。太阳发射的电磁波谱与受热物体在6 000K高温下发射的电磁波谱十分相似（图11.4）。在波谱的可见光部分有一个峰值，对这一部分，人们的眼睛也是能感受到的。这种情形会得到加强，因为大气中存在着各种气体，它们吸收位于可见光区两旁的某些波长的波。

地球由于本身的温度（约300K），同样能够发射电磁波。当然，它没有太阳发射的电磁波那么强烈，它的辐射峰值出现在红外线区，而不是在可见光区。任何给出的特定温度，在图11.4的曲线上都有明显的区别．而许多依赖于测定谱的红外线辐射强度的被动式红外遥感器，都把它们转化为与之等效的温度进行测定。

通常，我们把图11.4中的曲线称为黑体辐射线。它是一个广泛地应用于物理学上的有用的概念，在辐射研究中，它是作为理想的吸收体，在电磁辐射中则作为一个理想的辐射体。我们把黑体看作是一个能吸收射向它们的所有射线的物体或物质，而且，无论在任何温度状况下，都能最大限度地发射出射线。虽然，在自然界中并不存在这样一个理想的物质，但是，利用黑体这个概念，通过公式就可以非常有效地与实际的辐射体性能进行比较。其中一个公式是基尔霍夫定律，在这个定律里，I代表真实物体的能量通量（即单位时间单位面积所通过的电磁辐射能量），I_b代表黑体的能量通量，ε代表发射率，那么，I与I_b的关系为：

$$I=\varepsilon I_b \qquad (11.7)$$

真实黑体的发射率为I，当投射到某物体的辐射不被吸收时，该物体的发射率为零。介于这两极值之间，真实辐射体的灰

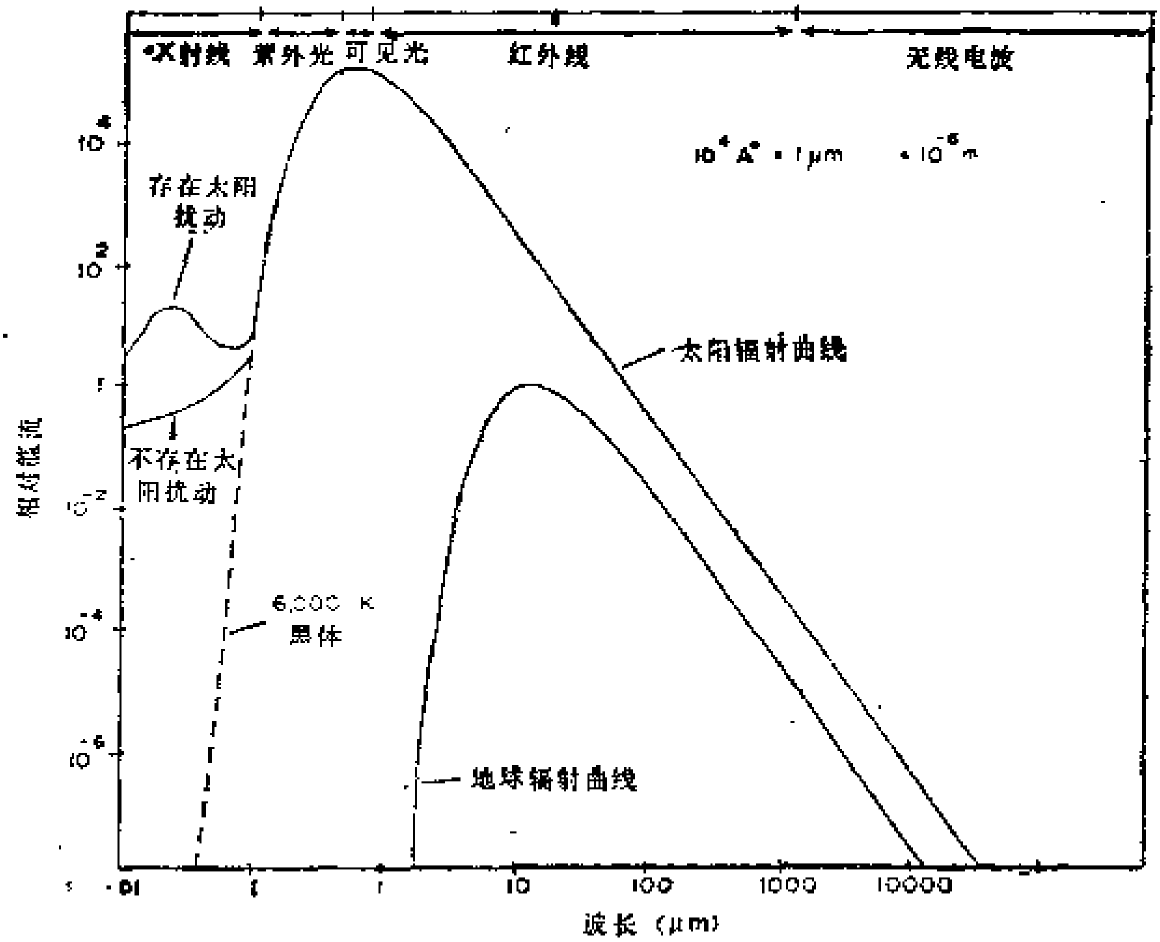


图11.4. 太阳辐射和近似地球表面回辐射的理想能量分布曲线（对数坐标）。

度可以进行估计，一般，这是一个随频率而变化的实体。

第五节 海洋光学

当阳光照射到海面，其中一部分被海面反射，另一部分则透入水中。反射光和入射光的大小依赖于海面状况以及与太阳光的角度有关。对于平静的海面，从表11.2可以看出，在正入射（即太阳位于头顶上）时，反射光的强度是入射光

强度的2%。随着夹角增大至60°，反射强度也随之增加，当夹角大于60°时，反射则迅速增加。在太阳接近地平线时，反射强度最大，这就说明这个时候太阳轮廓显得特别清晰的原因。若在飞机或卫星上观察，平静的海面会产生明亮的反射，这称为太阳的镜式反射。波浪的出现会破坏这种镜式反射，从而变成跳跃式的闪烁——称为太阳反辉区，这个反辉区可以用来研究水面波浪的统计分布。

入射光会被吸收或散射，这两种机理的总效应，称为消光或衰减。生物和溶解在海水中的化学物质以及水的分子和原子都是产生这种现象的原因。红外光及红光在海水表层被强烈吸收，使表层水增热，从而保持海洋的热量平衡。橙色光最终只能比红色光多透深1m，而黄色光在10m深处几乎绝大部分被滤掉，剩下的只有绿色光和蓝色光。除了蓝光外，其他所有的颜色光在20m深处可全都被消除掉。

当确定海平面总辐射时，纬度同样起着重要的作用。高纬地区，太阳总是处于低角度，所以热的输入效率也比较低。冬季，太阳光照射的时数可降至零，夏季则可增至24小时。一般规律是，在地球上某一个固定地点，太阳日辐射总量呈一正弦曲线变化，而夏季达到最高值（图11.5），然而，由于地区气候的影响，这条曲线也发生变化。

吸 收

如果被吸收的辐射热的波长和强度I已知，那么，在一定范围内，其强度的变化与传播距离及辐射强度本身成比例。如果此一比例常数不随深度而变，则在深度为z处的辐射强度I为

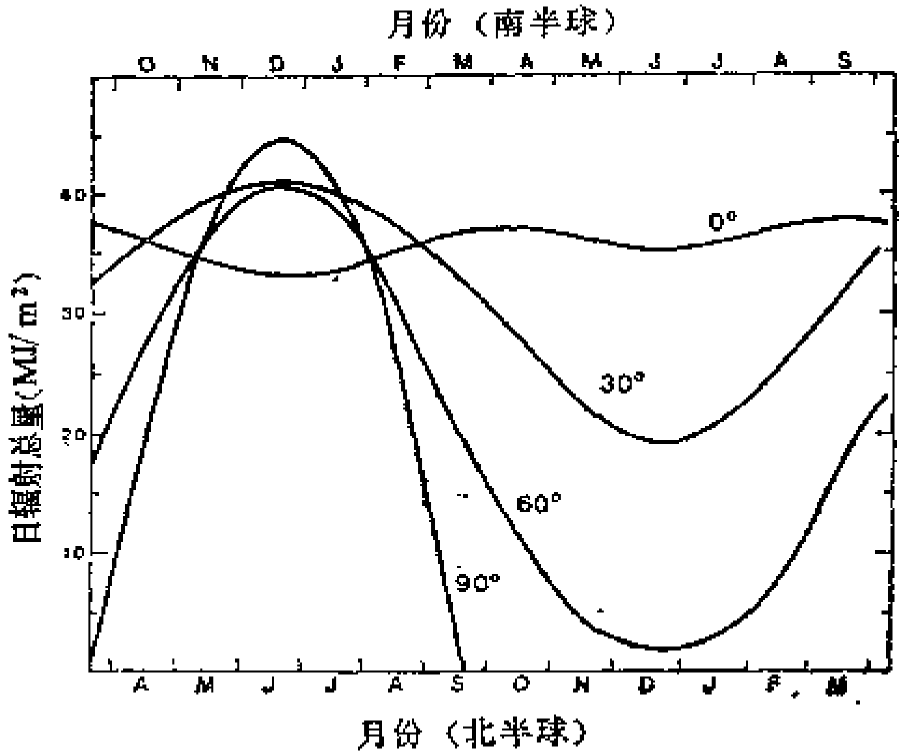


图11.5. 各纬度中大气顶层太阳辐射日总量，它是太阳辐射能流为1.35kw/m²（太阳恒量值）的假定下并经时间及纬度修正而得。只有55%大气层的太阳辐射总量可到达地球表面，而它的百分比决定于云量及大气组成。

$$I = I_0 \exp(-kz) \qquad (11.8)$$

此处I_0为海面的强度，k为吸收常数。公式（11.8）在光学中被称为布格—朗伯定律，它是比耳定律的一种特殊情况，并描述了某一种物质中光的吸收情形。自然界中，声的吸收也呈指数变化，声学家使用分贝来进行计算。对光的情形来

表11.2

太阳与天顶间夹角	0°	10°	40°	60°	80°	90°
反 射 率(%)	2.0	2.1	2.5	6.0	34.8	100
入 射 率(%)	98.0	97.9	97.5	94.0	65.2	0

说，通常指的是吸收系数或距离Γ，Γ是光强减弱至原值的0.368（=1/e）倍时的距离。Γ也常被称为吸收距离，它和吸收系数k一起是与光的波长有关的量。对可见光和红外线，纯水的吸收系数和吸收距离如图11.6所示。

在没有海藻和大型植物的天然水体中，光的吸收与四个因素有关，即：水本身，浮游植物，被称为"胶态物质"(gelbstoff)的一种黄色的、类似腐殖质的可溶物质，以及非生物性悬浮物微粒。这些因素的共同作用导致了光的衰减或消光，其程度也有赖于散射。尽管非生物性悬浮物微粒是无机颗粒的主要组成成份，并且是造成散射的主要因素，但这四个因素一起仍会增加光的吸收。在混浊水中，光线将被重复散射，呈锯齿状向下传播。这一来它的传播距离加大了，且

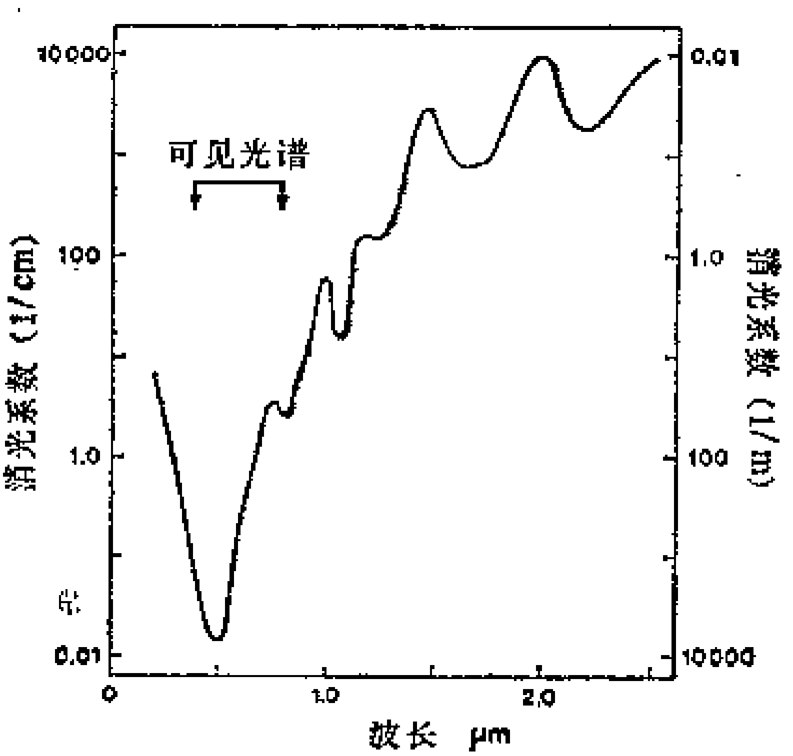


图11.6. 纯水理想的吸收系数曲线。在可见光谱的蓝、绿光段中，有两个明显的最小值。

光线碰到这些颗粒被吸收的机会也加大了。微粒物质对垂直透光的衰减过程，影响十分复杂，它们当中谁作为散射体，谁作为吸收体，是很难分清楚的。

一般地说，近岸水比纯水或外海域水的透光性差。但是，近岸水最明显的特点是最大透射波长转移到光谱的黄光部分。在清澈的海水里，最大透射波长为465nm(蓝绿光)，在大部分混浊的近岸水中，因为"胶态物质"的光学作用，它的最大透射波长为575nm（黄色光）（见图11.7）。这是通过两种合理途径产生的，首先胶态物质的颜色是黄色，从而在光谱中增加了这一分量（中国的黄河是最好的例子）；其次，某些胶态物质呈荧光，它有一种光学现象，短波长（一般在紫外区）的光被吸收后，又发射较长波长的光。在波罗的海的海水中，当用波长310nm的紫外光进行辐照时，在430nm—530nm波长范围内将产生一个宽阔峰值反响。这样，不断地把短波长的光转变为较长波长的光，从而把最大透射波长推向光谱中的黄色光区内。

对胶态物质的测量是海洋近岸区域遥感测量的一个重要部分。它能通过测量光谱区黄色的辐射强度来确定，这也是NIMBUS-7(雨云7号)卫星的海岸带彩色扫描器(CZCS)的工作原理。实际上，这是一种保守物质，因此，胶态物质等值浓度图提供了有关水运动的信息。此外，它也是间接测量水中含盐量的一种方法。图11.8显示了波的尼亚湾和波罗的海不同地区的胶态物质及其盐度的关系，在这些地区可以利用给出胶态物质的浓度推算水的盐度。利用相似的方法也能推算悬浮沉积物的浓度。

尽管作为示踪物它具有引人注目的特征，可是，还要作相反的考虑，看看胶态物质的主要来源。有一学派曾引用证

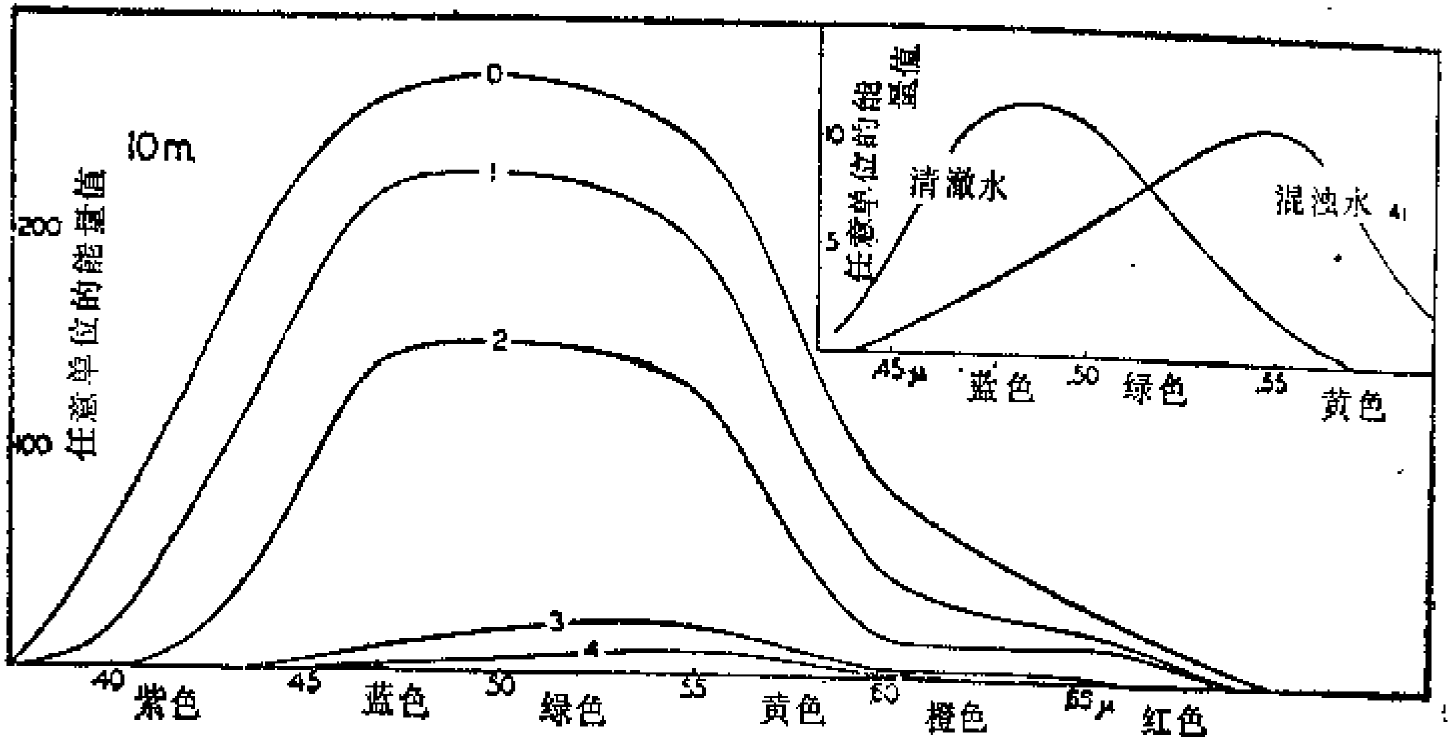


图11.7. 10m深的纯水（O），淡水（1），一般水（2），海水与一般水（3）及混浊近岸水（4）的能谱。右上侧的插图表示，用100m深的清澈海水与10m深的近岸水比对可以看出，谱峰向黄色方向移动。

据说明胶态物质是通过河流到达近海区，另一方面，它也能直接在海洋中产生。胶态物质也曾出现在南美西部的上升流区，这个区几乎没有来自排水和降雨的淡水补充。在那些地区中胶态物质似乎是由浮游植物分解而产生。对沿岸荧光的详细研究，将有助于回答这些问题。因为，包括浮游植物分解的化学反应会产生作为一种副产品的荧光物质，相反，近岸排放一般会导致非荧光腐殖质的沉淀。

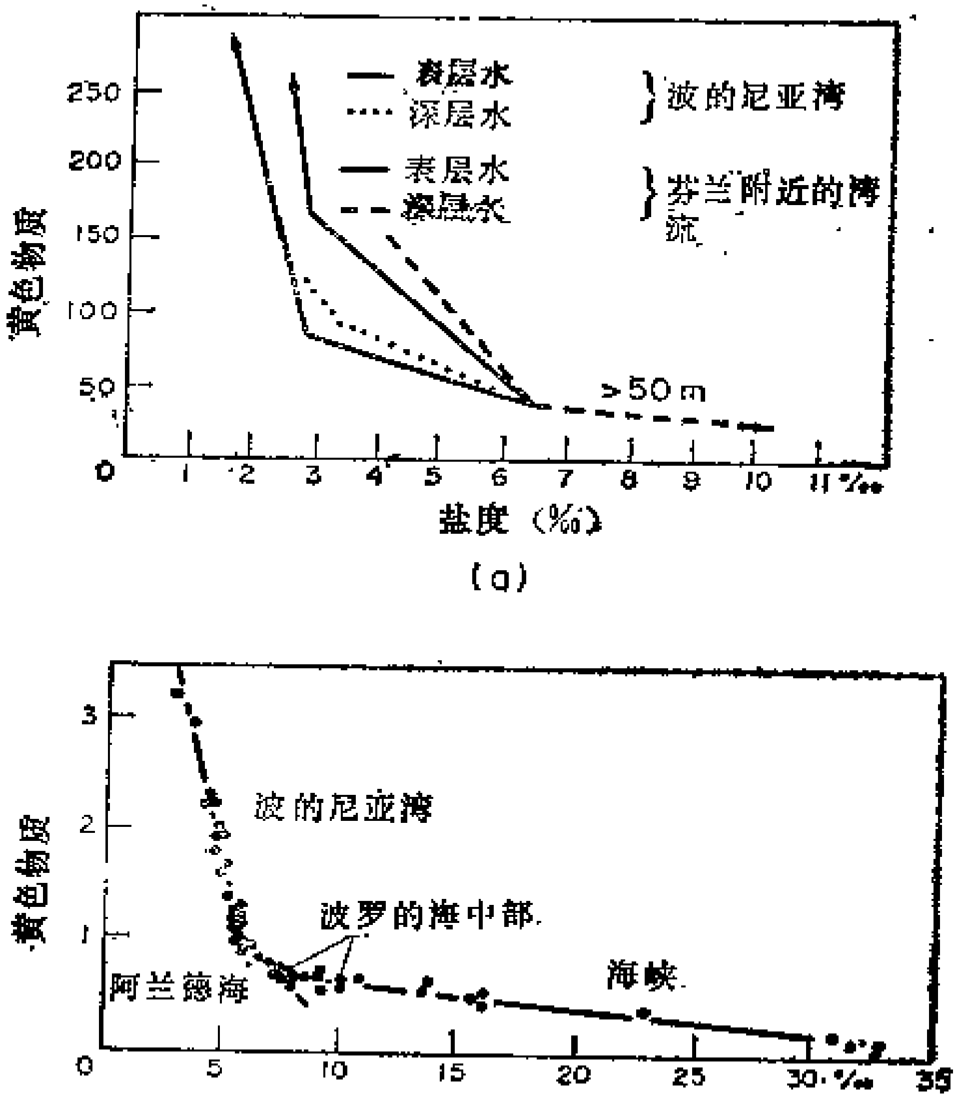


图11.8. 欧洲北部各水域的盐度与胶体物质的关系。强烈的转折着重表示胶体物质的近岸源。

因而，我们奉劝那些不顾一切的使用荧光计且往往轻率地把高荧光量归因于来自海洋的投机家：许多商品洗衣粉加进了荧光剂以增加其洗涤的洁净度，故在海岸区常常会受到都市排出的大量物质的影响，而表现出反常的高荧光量值。事实上，如果假定国际间竞相大量生产肥皂，并有发展中世界的那种在河边洗衣的爱好，那么，甚至连原始的热带河流也将会被人发现它具有令人惊讶的荧光量。

散　射

散射是使光线背离原来传播方向的一个专用词，海水的散射由两个完全不同因素造成：一个是水的自身，另一个是悬浮粒子的作用。纯水散射的变化相对较少，仅在温度和压力发生变化才受影响，相反，微粒散射则高度地依赖于颗粒性物质的浓度变化。

开阔海洋呈蓝色乃是由于水分子部分散射的结果，这称为瑞利散射。分子散射与波长的四次方成反比，即

$$散射 \propto 1/\lambda^4$$

结果，光谱末端蓝色（$\lambda = 400nm$）的散射为红色（700nm）散射的10倍。瑞利散射只是在散射微粒小于光的波长时才发生。当微粒等于或大于波长时，其散射对波长的依赖性便减少，而水的颜色在很大程度上取决于微粒物的本性。对微粒散射理论的分析，有赖于复杂的电磁学中描述电磁波和球状体相互作用的理论。把这种类型的计算结果（称为米氏散射）与观测结果相比较，便可确定引起观测到的散射的微粒分布原因。这种方法称为散射的反演问题。

散射的另一种奇妙形式也是以发明者来命名的。印度物理学家拉曼(Raman)，假期在地中海发现清澈的蓝色深层水

部分是由于拉曼散射过程的影响所致。从某种意义上说，这有点类似于荧光作用，入射光波长移到了光谱的蓝色部分，并形成一个峰值。通过对瑞利散射射线进行详细的分光分析试验，也揭示了光波移动是由于布里路易散射（Brillouin Scattering）的机理所致。

海洋学界长期以来祈望着利用光学方法表示水质参数。最简单的是一种“当场”的方法，它把一块直径为30cm的白色瓷板，即透明度板，投放入水中，并注意其在水中隐去的深度。令这个深度为H_s，则H_s的减少是由于水的衰减系数的增加所致（吸收和散射），这两个值可以非常粗略地表示为$k = 1.7/H_s$。更为成熟的方法则有赖于对被假定用来描述散射性质的两个量的认识，这两个量是光学的散射系数s，以及在一个或多个角度θ的体积散射函数（Volume Scattering function）$\beta(\theta)$。

不过，话又说回来，高级的、花费昂贵的方法未必是最佳的使用方法。有些复杂的仪器，如能见度测量表和浊度仪是用来测定混浊度的。它们的应用也许可以克服使用透明度板的主观性，但是在实际应用时也遇到了许多问题。敏感的仪器测量不可能是绝对准确的，因为只有同一光学设计的仪器才能在相同的对象下给出类似的读数。在可能的情况下，使用简单的、具有适当刻度的仪器也能取得很好的结果。在悉尼附近的博塔尼湾，深度为1.2m的透明度（合乎娱乐性的水标准），大约相当于每升水中有6 mg的非可滤残留物。

体积散射函数是可以通过测量与入射光的前进方向成θ角度时的辐射强度来确定。如果体积散射函数在散射球体的所有可能角度都进行了测量，并求出它们的总和，我们便可获得光学散射系数。在近岸水域，这里的颗粒直径变化范围

由 2 μm 至30μm 之间（大多数微粒直径约为3.5μm）。米氏散射学说预言：光散射系数 s 与单位体积内的散射微粒数目 N 有关，其关系为：

$$s=\pi ND^2/2 \tag{11.9}$$

这个关系式也可以用来表示光学与水质参数的关系。

可惜，光散射系数 s 是难以定量量度的，所以相当多的研究都考虑到处理 s 与从一个角度或多个角度所测定的体积散射函数 $\beta(\theta)$ 值之间的关系。在外海 $\beta(45°)/s$ 看来是一个固定值，故45°角的测量值可以用来推导 s。但是，在海岸带中，当 $\beta(\theta)/s$ 为一定值时，角度非常小。根据有些理论假设 $\beta(4°)/s$ 为常数，但是，在海岸和港湾中测定的衰减系数范围为0.15—2 m^{-1} 情况下，发现了 $\beta(1.5°)/s$ 是一个必然的固定值。在混浊的江河中进行的工作表明，在 k 值由10—40m^{-1}区间没有发现任何对 $\beta(\theta)/s$ 保持不变的角度。因此，倘若污染不是极值，光学分析法可获得水质的定量估算结果。

光合活性辐射(PAR)

光线穿透水体的重要性是由细胞光合作用速度（此一速度的大小是依赖于量子吸收率）的事实加以强调的，一个波长 λ 的光量子的能量规定为：

$$1\text{量子}=\frac{hc}{\lambda}=1.987\times10^{-25}/\lambda\ (\text{焦耳})$$

式中，h 是普朗克常数，等于 6.626×10^{-34}J·s；c 为光速，等于 3×10^8ms^{-1}。对于水生环境，以量子计进行测量，它可以估计在350—70nm范围内的量子总数，通常以爱恩斯坦的单位表示其结果，这里有

1 爱恩斯坦 = 6.023 × 10^{23}量子

光合活性辐射(PAR)的衰减一般也是用公式(11.8)来描述，这里存在着两个竞相影响的因素。可以预料，光合活性辐射的衰减系数是随深度的增加而变小，因为越向前移动就有越强的吸收波长。另一方面，由于角度的分布随着深度增加面进一步扩散，所以衰减系数将更进一步加大。这两种趋势在近岸浑水中相互抵消，这样，PAR 衰减系数原则上给出了一个测量透光带的方法。

关于入射光和光合作用的相关曲线形状已经成为一个主要的研究课题。如图11.9所展示的简单曲线，乃是在提供了所有营养物质而光是唯一控制生物产量的因素时的相关曲线。显而易见，在浅水区，清澈的热带海水很可能有过多的光线补给，某些植物的光合作用在光线很强时会被破坏，于是在光合作用与光度的关系曲线中出现一个明显的峰值。

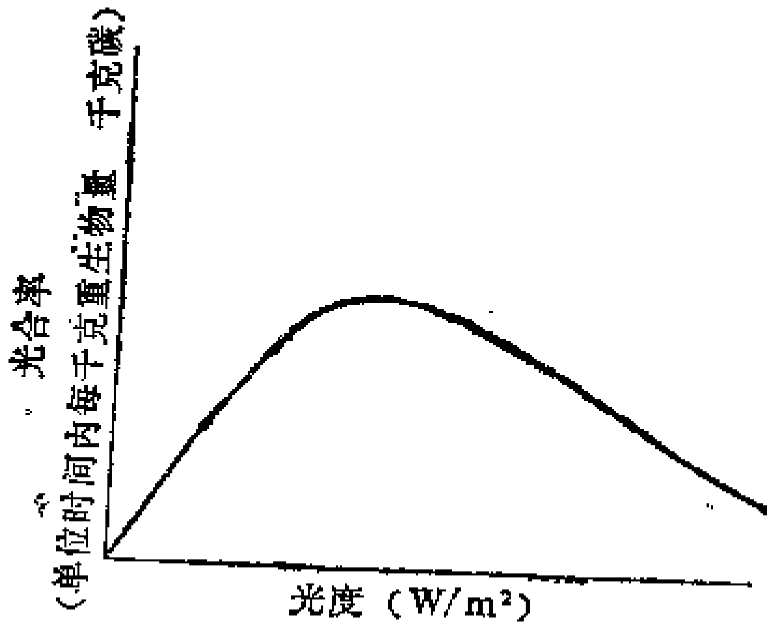


图11.9. 光度与光合作用增长率的典型关系曲线。光合作用常受制于强光。

第六节　雷　达

雷达是共同用一个仪器发射电磁波和接受反射波的非常灵敏的系统。用在飞机和轮船上的雷达的电磁波波长大约为10cm(3GHz)左右。电磁波被金属物质，诸如轮船、飞机或汽车等反射回来，并从雷达荧光屏上显示出回波。此外，其他的物体也可以在荧光屏上显示出来，在雷达使用初期，这些物体被称作异常回波，因为它在屏幕上显示的回波很小，且在屏幕上左右闪动。其次，雷达回波也可用于搜索鸟类。水可大量地反射微波，而鸟类体中含有的水份足以使它们在雷达屏幕中显示出来。同理，由于大气中含有大量的水份，所以在大气层中有更强的微波反射。因此，在雷达系列中，海岸微波雷达是一种理想的监测海岸降雨的工具。图9.2是描述一次飓风横过澳大利亚海岸时，雷达跟踪降雨分布的情形，根据雷达上的微小刻度能够估计出降雨的大小，并以mm/h（小时）表示。

新近的、鼓舞人心的雷达使用是在辐射波长中频率为25MHz至30MHz中使用的。在这些频率中，移动的海岸装置能够描绘出离海岸70km外表层流的变化。雷达的工作原理是以布拉格散射为基础，它类似于晶体栅格内的用规则原子来进行的X射线绕射。雷达从凌乱叠加的海洋表面波中（这些波直接向着或背离雷达方向传播，它的波长只有雷达波长的一半）进行挑选，随后，这些特殊波动把散射回波传送回雷达接收器上。

雷达接收器完全反映出由发射和接收信号频率移动所获

得的波浪运动情形。这种频率移动称为多普勒频移。表面波下面的水流表示水体的输送，而波浪对峰值的影响甚至大于量值 $2U/\lambda$(见图11.10)，这里的 λ 是雷达波长，U 是雷达波方向上的水流速度。相距 50km 的两个雷达设备可以掌握近岸水域的整个运动。除了给出水流运动信息外，雷达系统还能分析波浪本身的有关信息，它的基本概念是波浪越大，反射回来的信号也越大。

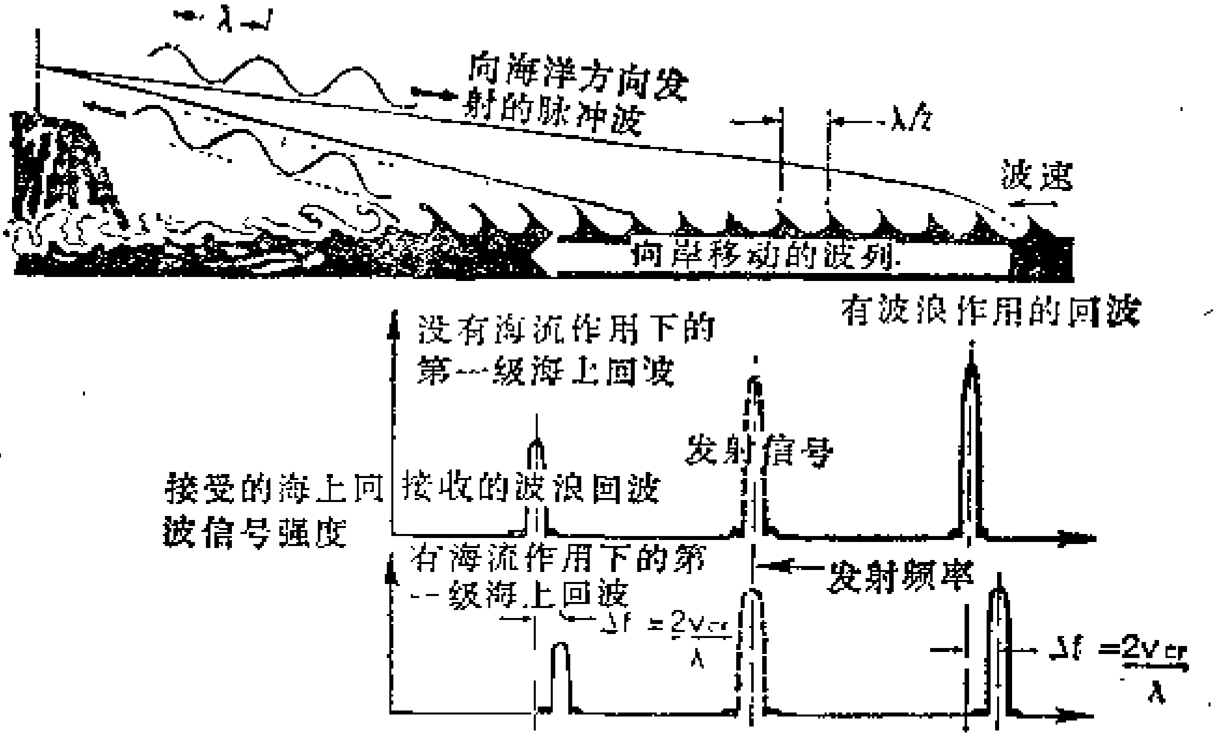


图11.10. 海上 Bragg scatter 雷达使用原理，以及有海流和无海流作用的信号回波谱图。

第七节 卫 星

卫星能观察到大范围内的现象，而且，广泛应用于海洋

中。不少的研究卫星和实用卫星都安装有测量仪器，并且能获得有用的海洋资料。第一个专门用于海洋测量的卫星——Seasat A是在1978年中期发射的，可惜由于蓄电池发生故障，三个月后就丧失了活动能力。然而，此举所获得的初步资料已表明了作为这种遥感检测技术的光辉前景。

通常，卫星上的仪器是通过扫描小区域水面把资料数码化，传送回地球进行操作，然后再转换到其他毗邻地区。图上的一个扫描点(仪器上的一个迹点)称为像元(pixel)，一条扫描线是由一列相接的像元构成。从图11.11可清楚地看到每一个像元和扫描线，这是澳大利亚西海岸的测量结果。对连续的扫描线，既可以通过卫星按轨道运行，也可以由在geosynchronous轨道运行和固定在赤道上空的卫星，通过装置在卫星上仪器的运动而获得。为了改善地图的分辨能力和减少像元的尺寸，可在特殊的方式下利用轨道上卫星的向前运动。Seasat卫星里装有一种称为合成孔径图像雷达(SAR)的仪器，利用这个原理可以获得有关海面波浪的高清晰度(50m×50m)图像。作为脉冲激光中的一种有效的传感器，Seasat可以用来精确地测定海平面，这有助于潮汐和大地测量的研究。大多数卫星装置都依赖于被动遥感器，因为现行系统的重量和电力需要量是巨大的。根据使用的频率，卫星装置可以分为三大类，即可见光、红外线和微波。

可见光传感器

卫星传感器只能在可见光波长内工作，而且在无云的天气条件下才能取得有关的海洋资料。最有名的、可应用的可见光传感器是朗德萨(Landsat)系列，该系列能绘出高清晰度

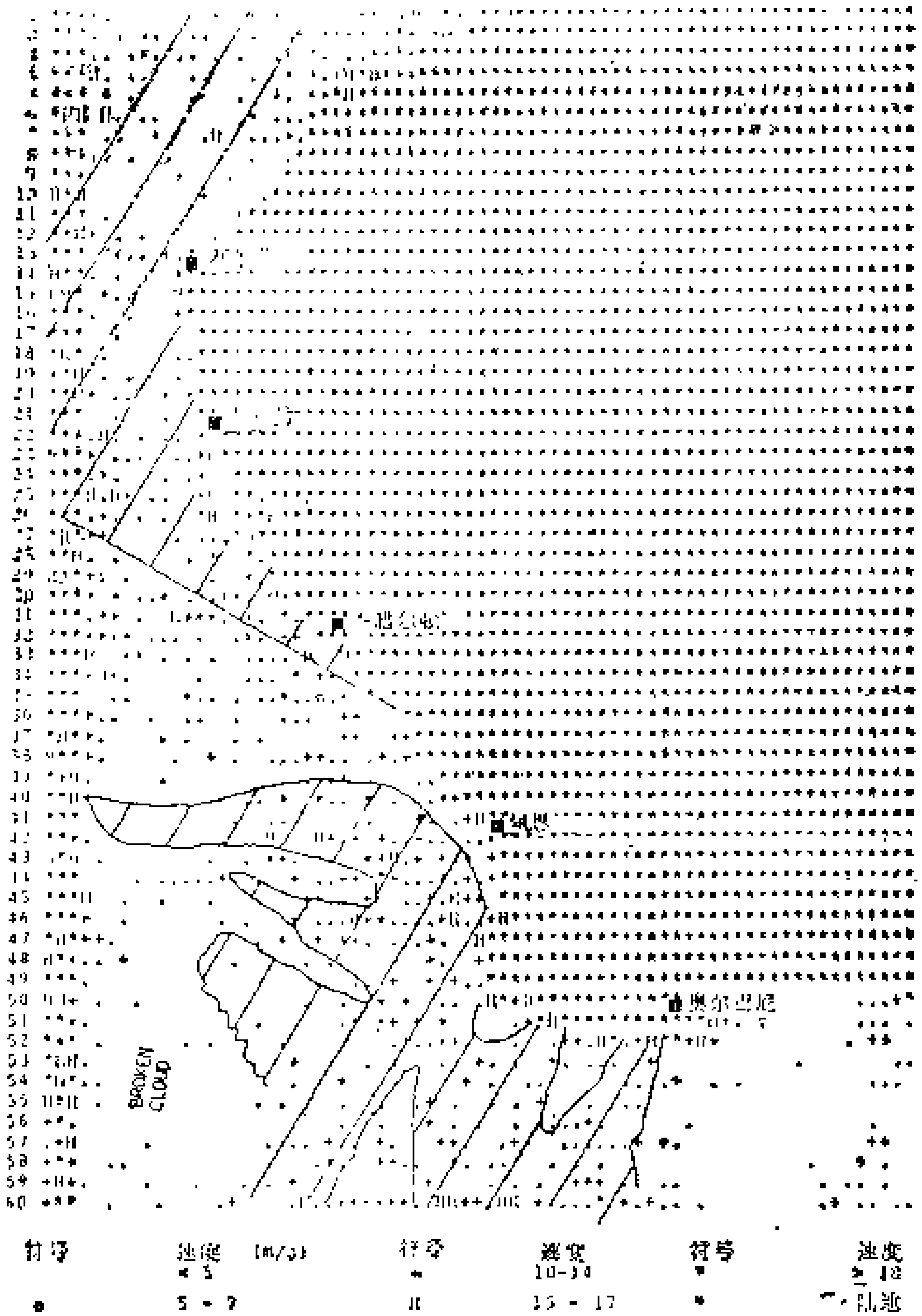


图17.11. 由内装被动式微波传感器的卫星获得的海洋表层风速分布图。屏幕上的每一个像元十分清晰地给出了水面上的风速。星号表示强风或者是离岸风，然而，西澳大利亚海岸却突出为强风（尤其是如果你以一个相当距离去看这幅图时）。图的左侧为扫描线号，云的分布（这是用装在卫星中其它仪器测定的）用斜线表示。

的像元（57m×57m），以致可以辨认特别的植物种类、海岸线的形状、检查和监测可见污染、沉积和侵蚀、以及估计水面上悬浮物的浓度。

朗德萨图像也能用于海岸附近水深图的绘制。它的工作原理是根据水越深则光线越暗而进行的，所以，人们能够利用辐射的强弱来测量水深。在远离海岸区中，应用这种技术求取现代最新的海图已获得了极大的成功。由若干个双周所取得的朗德萨系列照片进行的资料平均可获最佳的结果，因为，大的漂流物体（如漂流海藻）也可能产生异常的深度轮廓。

轨道研究卫星 Nimbus-7，装备有名叫海岸带彩色扫描器(CZCS)的仪器，正象它的名字一样，它可以测量水体六种特别彩色波段和红外光波段中的颜色。我们早已知道，海岸的组成几乎与那种颜色占优势有关，所以，海岸带彩色扫描器系统可以用来确定叶绿素、沉积物、胶态物质浓度，以及测定分散区为800m×800m 的水中呈现出明显颜色变化的情形。

红外线传感器

具有代表性的红外线传感器可用于探测波长约为 11μm 的辐射波。大气的任何组分都无法吸收这种特殊的波长，但现代技术却可以轻而易举地将它检测出来，而且，波长为 11μm 的辐射强度与放射体的温度成正比。红外线图像广泛地用到气象业务，因为云在图像中表现得非常清楚，并可以估算云顶的温度。然而，当云干扰了红外线图像时，海洋学家总认为云是一件麻烦事。幸好，云的温度比海水冷得多，所

以，通常能比较容易地把云与水区分开来，不过，此时的云把分析的水体遮掩起来罢了。正是由于这种原因，海温计算全球业务图（GOSSTCOMP）（图1.4）一周才有一张，为的是通过平均以消掉云的影响。

卫星红外线技术对温度估算的绝对精度为1K（开氏温度）或2K，但它能测到低于0.1K的温度变化。如果有足够的地面景物(ground truth)，则绝对精度还可以提高——也就是对同一地区独立的温度估算——因而也可以绘出该地区的标定曲线。由于能够强烈地反映出温差来，因此，高分辨率的红外图像数据也能用于沿岸流的监测。通过每三周一次的湾流分析，精确地确定离开美国东海岸的暖水湾流的位置，已经被应用于油轮运输行业，以节省燃料和降低成本。

微　波

微波的最大优点是可以穿透云层。不过，由于水本身对微波有强烈影响，因此，降雨区在微波图上就显示得非常清楚。根据微波资料，现在已经能够把那些以前不清楚的世界海洋区域的降雨量作出推断，而且，利用微波能够勾画出详细的飓风降雨结构和其他恶劣天气的情况。

近代被动微波的遥感很大程度上应用于两个不同极化情形下发射辐射线的检测。水的微波监测揭露了，强烈的极化作用是随表面风的增大而减小。在海面低风速的小毛细波和高风速波浪破碎的浪花影响下，非极化作用非常明显。图11.11描述了海岸风速的状况，这是从微波的非极化作用推断出来的。看来，从海岸附近开始到第7条扫描线是高风速区，第7至第20条扫描线是无风区，接着后面的扫描线又是

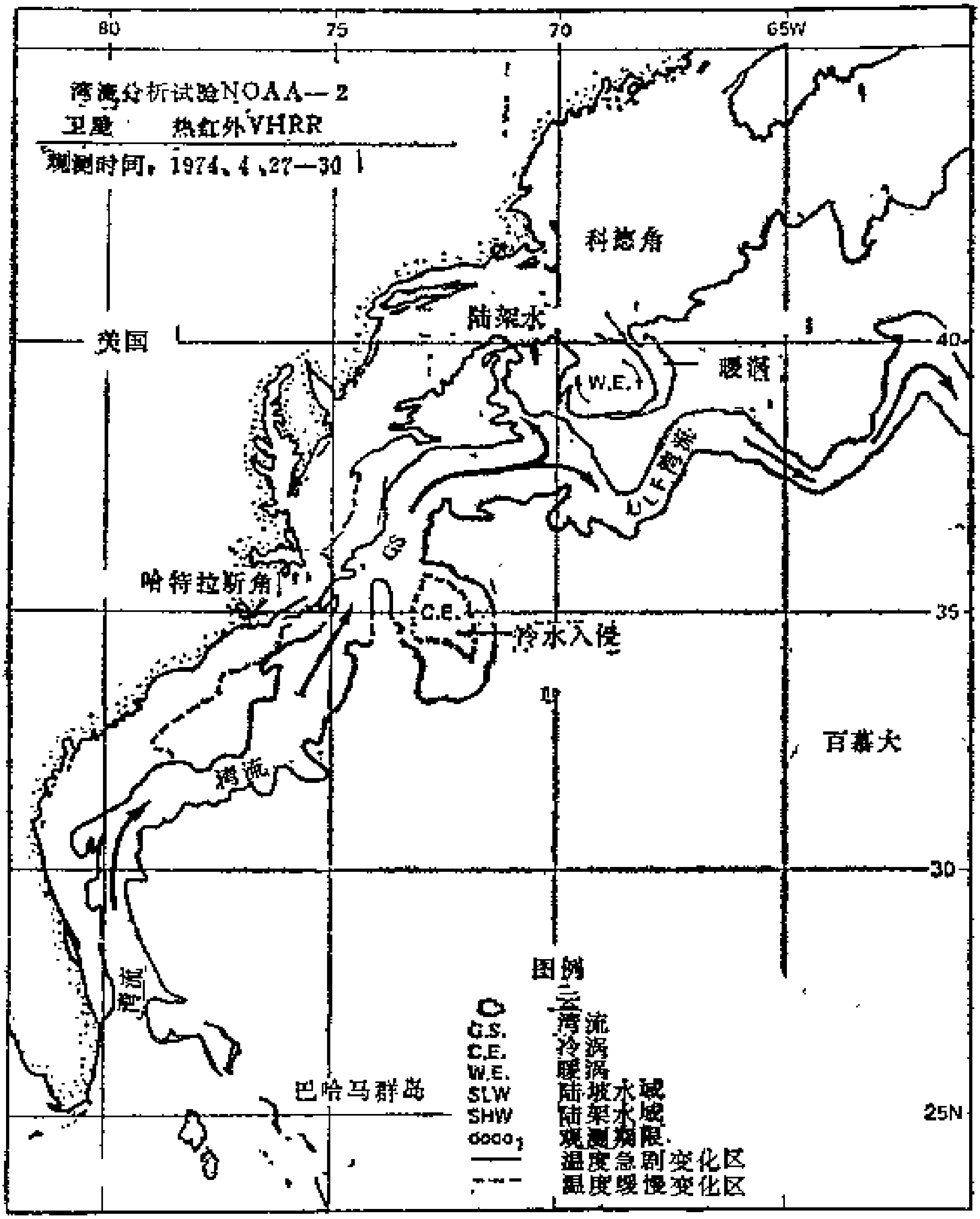


图11.12. 用美国NOAA-2卫星超分辨率辐射仪(VHRR)获得的湾流表层水温分布图。

一个大风区。我们从第20条扫描线向南移动，大风区域向海方向不断增大。但是在澳大利亚南部海岸的大部分海域却似乎有5m/s—17m/s 的大风；值得注意的是，东南部的大部分扫描线是明显的无风区。注意，从两边开始直至第六个像元都有边界的影响，应把它略去。在图上，云区（从同时拍摄出的红外线图像中确定）已被遮住。

可见光和红外线传感器均能检测湖泊和海洋上的冰，利用微波图像，可以把一年和多年形成的冰区别开来。当波长为0.3—11cm，一年冰的发射率接近于1，而多年冰则具有较低的发射率。

第十二章 数据处理

第一节 数据的表示

信息就是经处理的数据。每一个资料收集者所面临的问题是如何处理和如何表示数据系列，以使他人易于理解。人们按照模拟跟踪的方法将原始数据（Raw data）进行收集，如航海日志上的一组图表、纸卷、磁带和卡片中的一组数据等等。这些数据不一定适合于直接的再处理，例如，常用的图示方法就属此一性质。过去，许多数据是以表格的形式提供，因为绘图特别费时，然而，随着计算机绘图系统的发展，这样的表示状态就大不相同了。应当指出，具有绘图能力的计算设备，在海洋环境研究中，将同浮游生物网，海流计或CTD探测仪一样变得同等重要。

数据资料应以图表或别的形式表示，这完全决定于我们研究的目的。例如，有的图形可以表示测流结果，它们包括：① 流速玫瑰图，这是一种与风玫瑰图相仿的图（见图9.6），它们在若干个方向范围内，点绘观测到的个数；② 累加矢量图，它表示记录周期内流矢的总和(图6.5)；③ 棒状图，它是把观测到的流速的大小及方向描绘成线段，表示瞬时的流矢。每一个观测记录都以一道表示时间的横轴线作为点绘的起点位置(图10.8)；④ 流速分量的时间序列曲线。水平流动可以分成沿岸分量和向岸分量，但把速度与方向点绘成两个各自分开的时间序列曲线是很难解释的，我们

应尽量避免。

在点绘之前，数据必须加以处理，这种过程称为数据整理。有明显错误的数据应进行修正。在大多数情况下，点绘前唯一要做的事是应当查找出那些错误的数据，只有这样，才能对它们作出估价和正确的描述点绘。进行这种分析，必须确定所收集的数据是否需要绘图，或者是否需要抽查这些资料并绘出逐日午时的观测值，还是把数据资料进行平滑，绘出逐日平均值曲线。

当我们对所收集的资料性质有了中肯的认识之后，下一步便是试图确定各数据变量之间的相互关系。对此，同样可用各种不同的方法处理，不过，散布图（scatter plots）倒是一种容易处理而又能够获得信息的一种方法。它点绘出一种变量（如温度）与另一种变量（如盐度）之间的关系，进而确定两者是否存在相关(如图5.3)。如果它们之间确有相关关系，那么，我们应当把它确定下来。这就可以用统计方法进行计算（通常为线性回归法）。大多数的计算装置(机)具有程序包，以进行这种统计计算。GENSTAT——(通用统计程序包)和SPSS（社会科学统计程序包）为其中最流行的一种。不管它的名字如何，SPSS对于社会科学以外的各种学科同样非常适用，它能对大量的数据进行计算机处理，并对这些资料序列进行标准统计计算以获得计算者需要的散布图直线。

无论是个人还是团体所进行的任何大规模的跨学科的研究，数据管理与处理都是重要的。原因是大多数专家对资料收集的兴趣远大于数据处理，因而，直到研究结束，他们对图表的表示是不会厌烦的。在那种跨学科的研究中，生物学家常常需要气象方面的有关风的资料，以便认识他自己所取

得的结果，而水文学者则常常焦急地等待着海洋学家们的潮水位资料。这时候，最佳的解决办法是把他们的资料结果统统存放在数据档案库，在这里，数据管理者可以绘制所有数据资料的图表，然后，把它们分发给各种不同需要的人员参考。对上述每一个参与者的要求可表述如下：

① 把所有的原始资料安排成一种适用于计算机的形式；

② 从磁带中获取、读出与存贮数据；

③ 认证与改正所有的数据；

④ 发展一种适应于输入计算机系统的资料存档系统(archival system)，使其易于以各种形式及格式输出调出；

⑤ 从存档系统中调出资料，准备把这些资料分发给研究协调人和其它进行日常工作的以及需要研究资料的人员。

第二节　数据分析与统计

资料分析者应该力图了解他们的资料，在统计领域中，可以通过各种适当的途径达到这个目的。所谓适当的途径，取决于分析者最终的目的、资料的性质、以及可以获得的资金数额等。有几种统计书籍对初学者虽然有帮助，但是，它们中的大多数对环境海洋学用处不大，因为它们主要讨论正态分布的性质。这种分布（又称为高斯分布）是统计学及观测误差的理论基础，然而，大量的环境参数并非属正态分布。

热带混合层的深度是一个特例，因为它包括了一个属于正态分布的环境参数。在一种特殊的方格纸上绘成图12.1，它是为服从正态分布的累积频率分布曲线形成一条直线而设计。可以看到，观测值（卢伊西亚德群岛5年的观测资料）

几乎成一直线。热带混合层的平均深度为超过概率等于50%的深度。

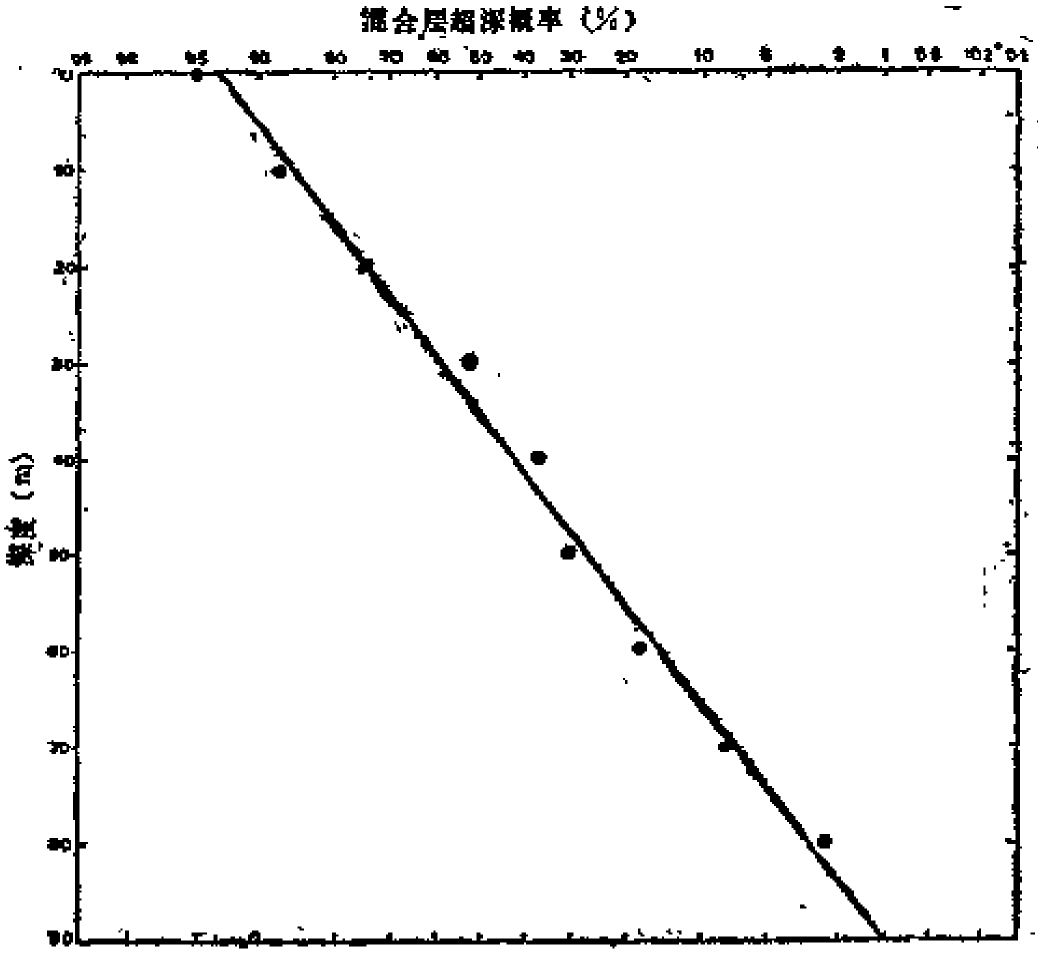


图12.1. 热带混合层的深度与平均深度为 35 m 的正态分布变化图。进行混合层统计可以把资料点于正态机率格纸上，作出一条符合正态分布的直线而成。

稳健统计学（与正态分布或高斯统计相反）是一种不必考虑数据统计分布性质而采用的一种方法。序列的平均值 $\bar{y}$，是中心趋势（Central tendency）的稳健度量，它可以从序列的总和除以资料点总数(n)而获得

$$\bar{y}=(y_1+y_2+\cdots\cdots y_n)/n$$

$$=\left(\sum_{i=1}^{n} y_i\right)/n \tag{12.1}$$

方差 σ^2 是资料数据可变性的稳健度量，它是根据对平均值偏差的平方求平均而定义

$$\sigma^2=\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2/n \tag{12.2}$$

方差的平方根称为标准偏差。

对于如图 12.1 所示的正态分布，标准偏差等于概率为16%～50%间的深度间隔，也等于概率为50%与84%间的深度间隔。图12.1中数据的标准差为23.5m。

那些进行设计标准研究的工程师们，特别喜爱作极值事件和稀遇事件的统计。下面为一个典型的事件：某公司打算建造一水下工程，设计要求使用期为三十年，那么，建筑物应有何种强度才能使其不致在使用期内损毁？如果我们知道水下结构的一般形状，并对流体的曳力作一些估算，那么，问题将转化成在30年内估计出一个最大流速的期望值。之所以要考虑统计问题是因为没有任何一个人能有三十年的水下流场资料，因此，必须延展短期资料，作三十年流速极值的估计。图12.2表示一种十分间接求估计值的方法。在观测站址上，没有任何流场的观测资料，不过，风的统计结果可从十七年的纪录中计算出来。图12.2是在特殊机率格纸上描绘的情形，根据假定，极值风服从于统计分布中的耿贝尔(Gumbel)分布，在这种情形下，点值将分布在一条直线上。直线可加延伸，估计出超过三十年的值，并知道它的期望值为42m/s。

下一步是把三十年的期望风值转化为三十年（一遇）的

水流资料。该特殊地区水深为 8Cm，假定在这种强风下的混合将波及到整个水层，使它按风吹的方向以0.03倍的风速流动(如第九章第五节所述)，这样，我们可以获得三十年（一遇）的设计流速1.26m/s。这个数值还必须加上由潮流产生的期望值（这时，该值为 0.33m/s）和由 42m/s 风速导致的波浪在这个深度下产生的漂流期望值的极值。因此，该结构必须设计成能够经受总流速为1.65m/s的力。

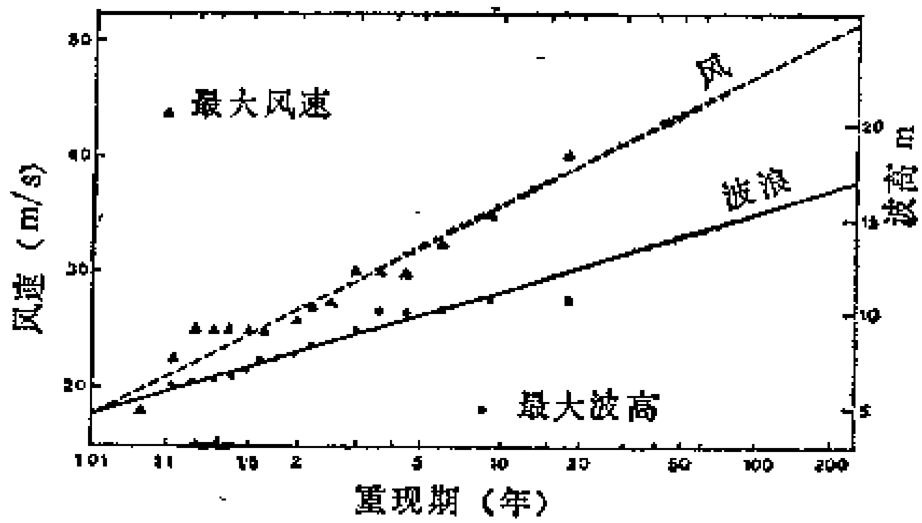


图12.2. 最大风速的重现期是用已有的资料（这里为17年）点在极值机率图纸上，并外延直线而得。风资料是用来计算最大波高的。

第三节　时间序列分析

用地球物理方法取得的常是在等空间距离内由记录仪器得到的时间序列数据，而且取样时间要有一个预先确定的时间间隔。时间序列分析是一个拥有自身技巧和术语的统计分支。其中，最容易了解的是平滑。在时间序列记录中常出现

虚假“噪声”(例如，电路中的接触不良和火花)，它们可以用平滑方法进行处理。

表12.1

时间t	=1，2，3，4，5，6，7，8，9，10
时间序列y_t	=1，2，0，1，1，0，2，2，1，0

三点平滑是平滑中的一种方法，以表12.1的资料数据为例，三点滑动平均后可以获得下列数值：

—，1，1，2/3，2/3，1，4/3，5/3，1，—

每一个数值是对时间t的量值y_t及其两侧y_{t-1}与y_{t+1}求和，并把加数值除以3而得。它组成一个新的时间序列，若以$\hat{y}_t$表示它，则

$$\begin{aligned}\hat{y}_t &= (y_{t-1}+y_t+y_{t+1})/3\\ &= \left(\frac{1}{3}\right)y_{t-1}+\left(\frac{1}{3}\right)y_t+\left(\frac{1}{3}\right)y_{t+1}\end{aligned} \tag{12.3}$$

滑动平均序列比原序列应当平滑得多了。原序列在0与2之间跳动，而滑动平均后的变化范围仅为2/3至5/3。在处理过程中，时间序列两端都有两个不明确的数值，它可以由分析者自行处理。

从技术上有根据说明权重滑动平均优于公式(12.3)的一般滑动平均。数字(0.25，0.5，0.25)称为汉宁(Hanning)权重，利用它常常获得新的序列：

$$\hat{y}_t = (0.25y_{t-1}+0.5y_t+0.25y_{t+1}) \tag{12.4}$$

注意，权重是标准化的，也就是说，权重的总和为1。另一种常用的选择是进行指数向后滑动权重平均。

$$\hat{y}_t = \left(\frac{1}{2}\right)y_t+\left(\frac{1}{4}\right)y_{t-1}+\left(\frac{1}{8}\right)y_{t-2}+\left(\frac{1}{16}\right)y_{t-3}+\cdots \tag{12.5.a}$$

为了通用起见，上式改为易于程序化的递推公式：

$$\hat{y}_t=\left(\frac{1}{2}\right)y_t+\left(\frac{1}{2}\right)y_{t-1} \qquad (12.5.b)$$

公式(12.5.b)的优点是，随着新的资料收集，它可以在实时(real time)执行计算中仅需要一个存贮器。每有一个新的记录都放在存贮器的数据中，然后把相加结果除以2，以获得一个新的$\hat{y}_t$值。

当我们采用负权重时又将出现什么情况呢？此时权重（1，-1，0）将产生一个序列$\tilde{y}_t$，并写成

$$\tilde{y}_t=y_t-y_{t-1} \qquad (12.6)$$

时间序列$\tilde{y}_t$是由时间序列y_t派生出来的一个分量值。而且，无论数据的振幅还是噪声都有加强的趋势，这种负权重不能起到平滑序列的作用，因而没有必要对它施行总和为1的标准化单位。公式（12.6）通常用于趋势排除上(trend removal)，实际上，也用于估计任何长时间序列的上升或下降趋势。

由公式(12.3)到(12.6)确定的各种过程都是滤波的一种例子。式(12.3)至(12.5)确定不同类型的低通滤波，通过对序列y_t滤波可以产生新的低频变化时间序列。公式(12.6)则代表高通滤波，此时y_t的高频波动形成新的$\tilde{y}_t$序列。

Z 变 换

滤波的全过程包括三组数据：原时间序列的原始数据，终了时间序列的滤波数据，以及滤波器自身。图12.3a描绘

了这一过程的始末，包括了它的数学运算符号⊗。进行滑动平均的整个过程是由滤波器，即（1/3，1/3，1/3）和由y_t表示的数据系列的褶积组成。以公式（12.6）为例，数据之差是由滤波器（1，－1）及数据序列y_t间的褶积组成，因此，符号⊗也代表褶积。

在系统分析中可以利用变换表示法(alternate notation)。为了便于理解，我们应该引入算子Z，它的唯一使用功能是使时间序列、或者说使时间序列的元向前移位一个单元时间。

$$y_{t+1} = Zy_t = Z^2y_{t-1} \qquad (12.7)$$

算子Z也称为前移算子，反过程Z^{-1}则称为后移算子，它的作用尤如

$$y_{t-1} = Z^{-1}y_t = Z^{-2}y_{t+1} \qquad (12.8)$$

在这种移位表示法中（称为Z变换）三点滑动平均公式(12.3)可写成

$$\begin{aligned}\hat{y}_t &= \left(\frac{1}{3}\right)Z^{-1}y_t + \left(\frac{1}{3}\right)y_t + \left(\frac{1}{3}\right)Zy_t \\ &= [(Z^{-1}/3) + \left(\frac{1}{3}\right) + (Z/3)]y_t \qquad (12.9)\end{aligned}$$

Z变换表示法把褶积的复杂数学计算转化成普通的乘法。滤波后的序列$\hat{y}_t$是原始时间序列y_t与滤波器的Z变换的乘积。

图12.3b说明怎样应用Z变换表示法产生一个描述三点滑动平均的系统图，又称它为传递函数，或者输出-输入函数。传递函数（$Z^{-1}/3 + 1/3 + Z/3$）能使输入系列y_t变为

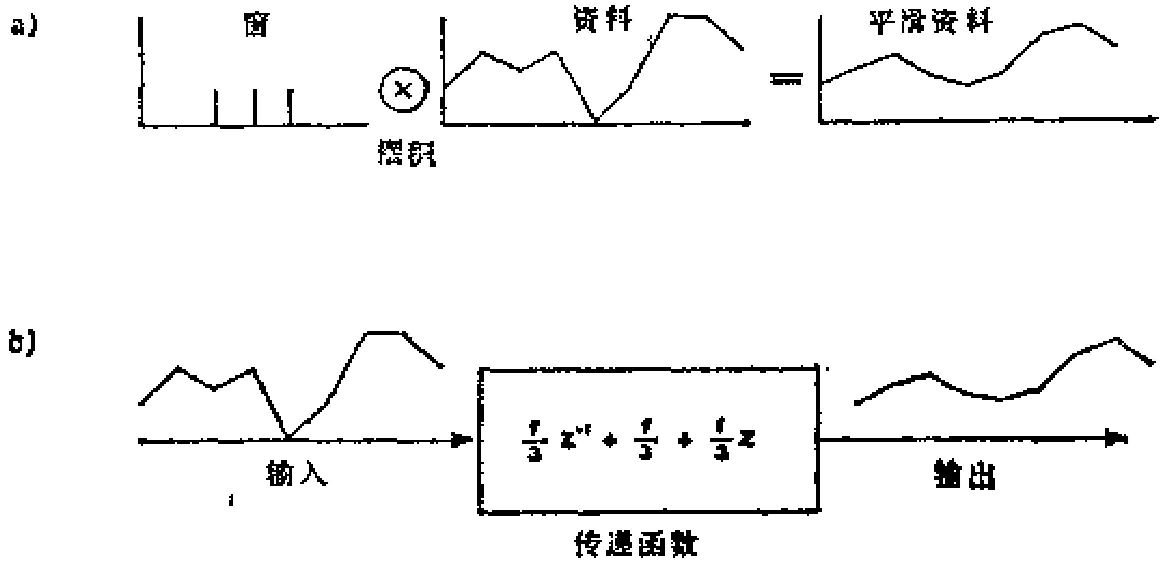


图12.3. 滤波可以用（a）输入资料和滤波器（又称为窗）的褶积处理，也可以用（b）传递函数处理。这里的滤波器决定于传递函数的特性。

输出系列$\hat{y}_t$。

图10.6 描绘了一个特殊环境问题中的复杂系统。图中给出的只是一种概念化的模式，因为它没有定量化。目前还没有一种数学公式可以作为它的传递函数。要寻找一个正确的数学公式来表达任何一个传递函数是十分困难的。相反，一个简单的系统图，例如图 12.3b 则未必与环境系统有很大的关系。我们将在本章第四节中讨论系统模型工作者的任务时，为这道鸿沟架桥。

自相关与互相关

相关系数集中地体现了两组数列之间的相似性。当相关系数接近+1时，意味着两个时间序列有相同的变化，相

反，接近－1的系数则表示一组数据上升时，另一组数据相应下降。当相关系数为零时，表示实际上两组数据间没有关系。如果两组数都有周期性变化，但位相不同，那么，即使相关系数为零，它们相互间可能还有关系。或许将一组数的相应时间间隔移动一个单位后，会发现它们之间的相关情形。

有时，我们需要知道一个数组的持久性，比如，某种状态将持续多长时间？这就要对数组本身进行褶积计算，求出自相关系数。把两个数列（即原数列和它的重复数列）各项一一相乘，然后求和，使它的和标准化，并在±1间变化。运算过程中要把原数组先挪动一个时间间隔，接着再挪动两个时间间隔，顺次类推。在时延为 τ 的情况下自相关函数定义为

$$a_\tau=\frac{y_0y_\tau+y_1y_{\tau+1}+y_2y_{\tau+2}+\cdots\cdots y_ty_{\tau+t}}{(y_0^2+y_1^2+y_2^2+\cdots+y_t^2)}$$

然后，我们可以把结果以 τ 为函数进行点绘，如果数据持久性很小，或无持久性，则自相关将迅速下降为零。

互相关是用以衡量两个组数 x_t 与 y_t 之间的关系，可以通过两个数的褶积求出它们的互相关。时延 τ（可以是正或者负）的互相关函数与上述相似，定义为

$$c_\tau=\frac{x_0y_\tau+x_1y_{\tau+1}+x_2y_{\tau+2}+\cdots+x_ty_{\tau+t}}{\sqrt{(x_0^2+x_1^2+\cdots\cdots+x_t^2)(y_0^2+y_1^2+\cdots\cdots+y_t^2)}}$$

如果我们希望找出某一特别事件在两点之间的移行时间，那么，使用互相相关是很有效的。例如，海啸的移行时间能够从两站间的水位互相关时间序列中找到。在一个特别的时延上，互相关函数有一个最大值，它大约相应于一个移行时间。

图12.4描绘了澳大利亚南部海湾近岸三小时风速的自相关及互相关，两站分别为奥古斯塔港（其风玫瑰图已在图9.6中给出）及位于正南85km的皮拉尔港。我们先把风资料分解为南—北（X）和东—西（Y）两个分量。每个分量可各自进行计算。把整个夏季各月份的资料（1976年2月16日至3月28日）都进行分析计算，因此，曲线上的时延为8，16，24，32的上下波动均可认为是由周日海风的变化引起。由于两地都受到向岸风的影响，而且，往往与同样的天气系统密切相关，因此，它们的互相关系数值也高（0.75）。自相关与互相关如此相似的事实说明，以天气系统为例，它们的记录数据相互间实际是可交换的。所以，由某一风速计提供的风信息是与湾内的动力系统有关的。长时延下的X分量的全面上升，反映了澳大利亚南部夏季天气系统中三天波动周期的优势。

调 谐 分 析

海洋上收集到的许多资料，实际上，类似于波浪或潮汐，都是一种周期性扰动的结果。调谐分析或者福氏分析是借助这种工具把时间序列分解成一组有固定频率的正弦波动。这种处理过程已在图4.2与4.3中作了说明，在多数情况下，它的最终结果是以图3.10的能量谱形式表示。

如果我们有100个点的时间序列资料，那么，调和分析将给出总数为100个正弦波与余弦波。这100个波不一定都有相异的频率，因为不管正弦波或余弦波都必须对每一个频率规定其振幅与位相。如果时间序列在时间域内包含N个资料点，那么，在频率范围内福氏变换可用（$N/2+1$）个独

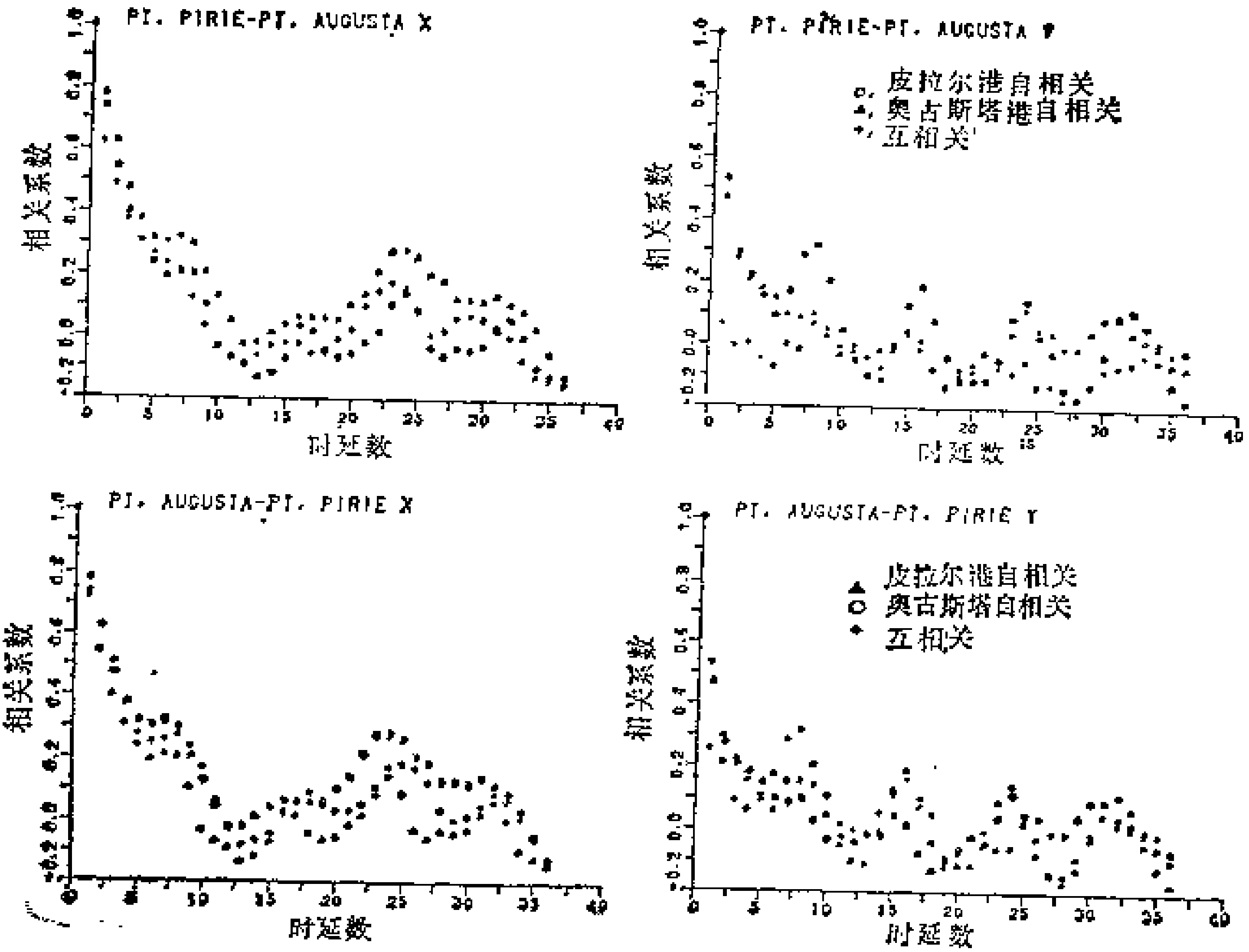


图12.4． 奥古斯塔港（上图的▲，下图的○）及皮拉尔港（上图的○，下图的▲）风的自相关与它们的互相关（＋）。用于计算为三小时的X（南、北）和Y（东、西）风分量资料。每天的向岸风有8、16、24、32小时（即1，2，3，4天）的延滞，然而，12与24小时时延内相关系数的总体上升，表示锋面间通过的平均时间。

立频率分量表示数组。这些波动频率变化范围是从零（数组的均值）到$1/(2\Delta t)$，这里Δt为时间序列样本之间的时间间隔。如果我们收集的是周日资料，那么，$\Delta t=1$日，所得的频率分量变化为从每天零周（平均）到每天0.5周（参阅阅3.10）。

把资料从时间范畴转到频率范畴的有效方法是上述的福氏转换。近几年来，一种称为快速福里埃变换（FFT）的算法得到了发展，并且纳入了许多计算子程序的软件包中。从IMSL软件包（国际数学与统计库）可以找到许多专用的、包括有FFT子程序的计算系统。由俄勒冈大学发展的ARAND专用软件包就是专用于海洋资料分析的。对FFT作处理的要求，在时间序列的长度中，必须为2的平方，即2，4，8，16，……等数据中的任一个。虽然，可能出现某些困难，但是，利用从时间序列中减去平均值，以组成零平均值的新时间序列，然后在尾部添加足够的零，使序列长度达到2平方的方法能有效地完成它。也有一些程序可计算任意资料数据的福氏变换，但是，它们在计算时间上既不能快速，在资料存贮空间使用上也不经济。

FFT的另一种用途是对资料记录的缺测（例如，仪器临时故障等）进行插补。如果缺测不多，且又是在资料数据充分的任一侧，那么，重复使用FFT算法，可以重建具有与观测记录相同的谱分量的完整记录。其方法是，缺测部分先用一条直线去取代，并在此反复选代。运用FFT后，缺测点被第一福氏频率取代，再次运用FFT，缺测点就会被两个第一福氏频率之和填补，继续进行下去，直到福氏频率代替所有的资料点个数为止。

取得能量谱的一个完全不同的方法是利用一种称为随机

估计的方法。其原理是在 Z 变换与福氏变换之间存在着数学联系，并从统计计算技术中寻找 Z 变换。为此，同样用一些有效的计算机软件来估计 Z 变换的转换函数。这类最主要的软件包是CAPTAIN，它是由英国水文研究所研制而得名。把传递函数方法应用于能量谱计算的技巧在于输入的数据是一系列正态分布随机数，而输出的却是时间序列本身。接着，程序里的算法（一般基于最大熵或最大相似然法）是计算传递函数，它能够被转化为能量谱。

第四节 模 拟

在环境系统中实行规划与管理的一个重要任务是对未来可能的状况作出足够的预见。然而，要求用一些准确的定律和公式来解析与水和空气系统相联系的各种现象，即使有可能也是困难的，因为，它们与物理化学变量、生物组成，以及与社会经济各方面之间就存在着复杂的关系，使预测变成一个十分困难的过程。

模式的建立是为了帮助作好预报。它有许多类型，其范围从按比例缩小，反映系统的物理模式，到仅包括计算程序的数学模式。模式的选择决定于研究对象。如果我们需要在复杂的水道中估算潮水位的高度，那么，物理模式是适用的，然而，要详细地估计污染扩散，它就不那样令人满意了。

环境与社会经济系统可称为一种不确定系统。意思是，研究者难于获得一个良好的、具有各种机制特性的事前信息。当然，这里讲的机制应是一种描绘观测状态的系统与结

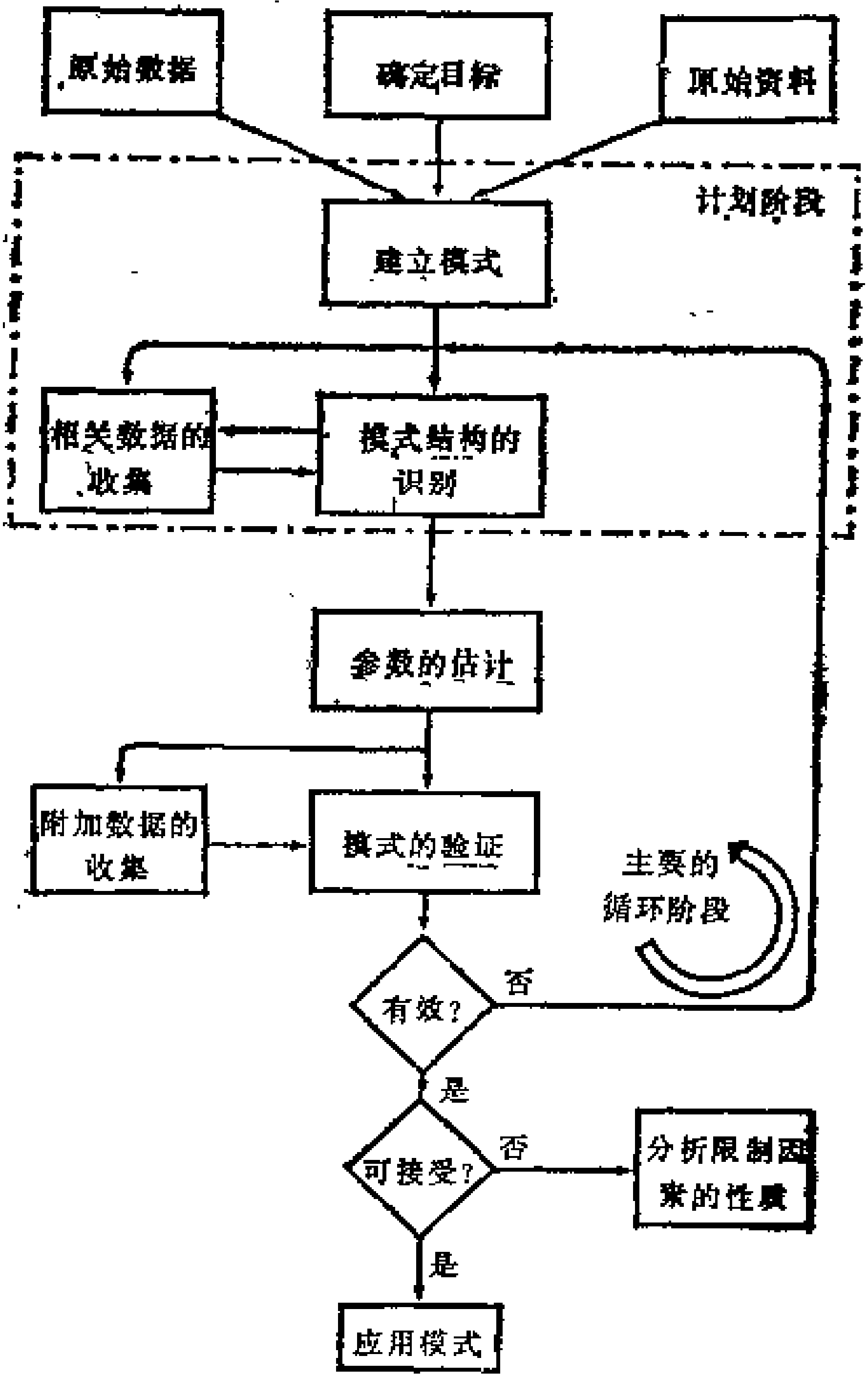


图12.5. 模式的建立包括了若干个反馈过程，重要的是当以后的数据表明模式并非有效时，就应修改原来的模式。

果的机制。一位实验室的研究者可以仔细地计划他的实验，以对他的系统作更进一步的发现，同时在观测中排除任何不

明确的因素。可是，环境分析者若要研究他的系统，就不能异想天开地对他的实验作出支配。（有一例外，美国加州的一个研究小组在进行不成功的产生陆架波的尝试时，居然说服了海军部，令驱逐舰沿岸向北行驶）。通常，我们必须做被动跟踪式的工作，以便观测正常活动情况下的系统状态。

图12.5说明了建立模拟的几个主要步骤，计有四个：第一，对可能选用的模式进行建立与识别；第二，挑选与识别符合模式的参数，把它们全部编入模式结构中；第三，对反映模型结构特征的各个参数进行估计；第四，验证模式。

初始模式的建立

对于不确定系统，如多数大尺度环境研究所遇到的系统，模拟系统的模式常常由几个次一级模式嵌套结合起来，每个次一级模式都由这个系统分支过程的一位专家严格提出。这种做法就使建立模拟系统的模式十分复杂、敏感和琐碎，这些模式几乎可以重新组成任意一种状态。不过，令人遗憾的是，模拟者往往有一种倾向，即他们总是相信复杂的模式就是一个好模式，这是不真实的。在模拟中，我们应当经常用奥卡姆（Occam）式的剃刀来刮去那些不必的"脂肪"，使模式成为一个最简单的与研究目标相一致的好模式。

适合于海岸研究的模式可分为四种类型：

（1） 随机模式

这是一种应用统计技术的模式。例如，统计函数可被用来模拟河口中污染物的运动。随机模式是用作设计与寻找系

统的主要性能的一种初始推理模式。在运用的时候，我们可以建立一个大的嵌套模式，并允许模式参数在指定范围内作随机变动（也称为蒙特卡罗模拟）。每一个模式运行的结果将被存贮起来，而且，一般地我们还发现，系统的性能会受到若干相应变量的支配，其余的变量可以略去。在第十章谈到的刚毛藻系统中蒙特卡罗模式表明，磷、氮和光照度是重要的影响因素，碳、氨和溶解氧则相反。

另外，随机模式还能够模拟所收集的数据。降雨径流模式中，用传递函数技术特别成功地模拟了河流的水运动。这种状况的降雨时间序列是一个考虑到土壤湿润效应的初始滤波器；此时，最终的有效降雨成了输入的一项，观测到的径流为输出项，连联这两方面的为Z变换传递函数的计算。

（2） **模拟模式**

这种模拟包括：模拟是根据流体与电流的相似性进行，它利用电阻与电容的组合来模拟一个河段；利用电路在通用模拟计算机上完成诸如积分的数学函数计算；物理模拟中的水是作为流体介质而应用。

物理模拟是一个花费巨大的设施，但对一些特定的问题能提供出色的结果。由于它是按比例建造，所以它不能回答有关系统的所有问题。比例定律的规定要求，表征现象的模型的无量纲数应与原型的无量纲数相同。倘若模拟湍流效应，雷诺数（$\rho ru/\mu$，参看第八章第一节）必须相同。在密度层化问题中，理查森数〔$-(\frac{g}{\rho})(\frac{d\rho}{dz})/(\frac{dU}{dz})^2$，见第八章第一节〕也必须相等。加速效应则由佛汝德数（$u/\sqrt{gr}$）控制，可是，扩散效应则与彼勒(Peclet)数（A/ur）有关。对此我们还可

以列一个清单，但不可能用一种比尺模拟符合所有的尺度关系，而只能是有限制地去使用它们。

（3） 解析模式

如果我们能够用一个完全有效，且有简单解的方程描述所感兴趣的现象，那么，直接应用这些解就能构成解析模式。最常应用的解析模式的例子是潮水进入水深较大且形状规则的河口。

（4） 数值模式

当我们所关注的现象可用一个完全有效的方程描述，而这些方程又没有简单解时，我们就要借助于数值模式。这类方程式多数是微分方程，而且要用数值方法才能求解。这里，具有三种处理方法：特征线法，有限差分法和有限元法。

使用数值模拟，特别令人担心的是求解技术中可能导致虚解。应用有限差分法求解平流方程，在模式中将可能引入一个实际不存在的虚假扩散项（又称为数值扩散）。另外，时间步长在没有选择好时，也会产生数值的不稳定性，等等。

模式的识别与估计

我们已经知道，随机模式是怎样在最初的推理模拟中揭示重要参数的。一个模拟和资料收集相互协调的系统分析策略，设计与促进了在同一时间内用于初始模拟的有关资料的收集。这些数据将在下一步模式的建立中使用，也就是说，识别与系统相符合的模式，发现能够表证此模式的参数值。

在分析溢油轨迹模式中，可按油膜速度矢量U。（第九

章第五节）

$$U_O = U_c + \zeta w$$

来区别模式。从少量（200ml）类似于溢油事故的野外观测资料中，可以试验模式，并对风因子ζ进行参数化（即寻找最佳值）。在浅海近岸的小湾实验表明，ζ值的尺度为0.035的"标准"模式是一个不足取的模式。在这种情况下可将ζ作为非对角矩阵的元素，此外，这时的向岸与离岸流的流速分量已显得十分微弱和多变，以致在油污传输中不起作用。因此，在油污扩散模式中，我们必须估计支配扩散的参数，该参数决定于溢油的大小和范围。然而，在实际的环境中，不可能接受成百吨的溢油试验，因此，油污扩散模式的参数化，只能依靠有油漏事故机会的观测资料（即在发生大规模油漏事故获得的实际观测资料），或者依靠在实验中的比尺模拟试验。

模式验证

模式建立的最后阶段是对模式进行验证。这时候，数据资料除了用于识别和计算研究外，还应当用它对模式预报能力进行检验。如果在用于试验的数据范围内，模式的连续预报成绩良好，那么，就可以假定，在某种意义上，根据可能有的试验条件下被接受的模式似乎是令人满意的。

既然，模式需要借助于未来的发展和增添资料才能重新评价，那么，验证将是一个连续不断的过程。比如，倘若系统发生了重大变化，那么，模式很可能要在几种情形下进行修改，因为它已不能反映新情况下系统性能的变化。自然，模式唯一的真实验证必须满足我们所关心的目的，换句话说，

在于实际的“工作”。

在模拟试验中，轻视实际而普通的情理，常常是模拟建立过程中被忽略的一步。不少模拟者对他们的系统知识是如此深信不疑，以致相信他们珍爱的模式就等于系统本身。事实上，仅仅在某种简单而特殊的情形下，模式才可能符合实际，甚至要用以后的经验证明这个模式。然而，在复杂的模式中，很难说明这种信心是有道理的。如果没有验证资料作为模拟比较的背景，那么，提供或出版这种模拟结果的模式就是一种劣等的货色（即使在模式的每一步都有可接受的科学准测）。这种劣等模式的确太流行了。

第五节　生态系统分析

比起物理系统，生物系统的分析、模拟及预测理论显得极为贫乏。然而在近几年，理论生态学领域有了长足的发展，且有了若干个利用生物学资料的定量方法，以供环境评价使用。它们所需要的基础资料应当说已远远超过生物物种的清单，它需要每一种生物的个体数，或者生物量的估计等。

物种的相异性是一个用来对各种不同的生态系统作比较的尺度，或者，对同样的生态系统在不同时间条件下的比较尺度（例如，污染前后的对比）。考虑到相异性指数的定义及至在它们的实用性方面也存在着很大的分歧，因而曾经提出了一个区别生态系统相异性的指标，即求出一条点绘种类累积数与各个个体数对数之间的曲线斜率。由于这些线常呈直线，因此，它们在启发性方面得到了赞赏。

相异性指数的另一种抉择是建立在信息理论的基础上，

并以指标D_i定义

$$D_i = -\sum n \cdot \log n \qquad (12 \cdot 10)$$

式中，n为物种的个体数除以生态系统内个体数的总和，Σ则为物种数目的总和。

公式（12·10）引人注目的一点是它把理论信息与生物学联系起来，反过来，它又同热力学概念中的熵相联结，熵，又可能与物理观念中的能量流有关。我们曾经在第三章用大量篇幅讨论波动的能量流，在那里，能量可以被充分地确定，还对任意指定的波动能作出定量的表达。尽管生态学曾经详细地研究若干个生态系统，但是，要确定生态系统的能量流还相当困难。第一级生产者构成了食物链的最低层，如第五章第六节指出的那样，它大约摄取了总的太阳辐射入射量的1％。若与入射的PAR量相比（PAR为第十一章所指的光合活性辐射），能量摄取的生态效能大约提高为10％。

当能量通过食物链后，熵便产生，而且相异性指数(12·10)也随之增加。大概有10％的能量从下层通到上一层，而有90％的能量随着做功过程以热的形式消失。

因此，生物系统的环境研究常常要考虑获得能量流的信息。事实上，它可以从所研究的生态系统中营养盐的年内收支得到确定。这些，就构成了静态生态系统分析。动态生态系统分析是试图用一组与流体运动微分方程相似的微分方程来模拟生物系统。由于可供使用的微分方程没有坚实的理论基础，而且，这种方程只适用于某一物种类族，如果把它应用于另一物种时，就可能得出不可靠的结果，这就表明了动态逼近十分困难。但是，作为模拟技术基础的数据可以克服过去曾经提出的某些问题，特别是当它们与蒙特卡罗模拟连同使用时，就更为明显。

第十三章　海岸评价

第一节　导　言

到目前为止，我们已经设法描述了海岸环境的主要物理过程，目的在于使环境管理者对这个问题有进一步的了解。现在让我们来考虑环境管理者赖以工作的制度、法规和精神的纲领。

环境评价是环境管理的前奏。一段被管理的海岸可能处在诸如富营养化、污染或工业过分集中的实际压力之下，或者可能处在某些开发计划的压力威胁之下。为了保证后者的可能性得到适当的考虑，许多国家已经制定了环境影响法规。这类法规法定地要求开发者进行环境评价，以便创造和维护人类与自然界能够共存于一个生产协调的环境下。

除了少有的和特定的情况外，这类法规对如何达到合乎要求的协调没有详细完备的说明，然而要达到这种协调要包含：①各种戒律之间的协调；②自然科学和社会科学以及环境设计艺术的一体化；③在考虑经济和技术的同时，对不可定量的环境美化及其价值应给予适当的考虑。

这是一种很高的要求，重要的是要认识到，利用他们已制定的要求本身才是至关重要的。一个由英明而且有力的环境管理者领导的小组，可以提出必要的多学科的处理办法。研究期间互相信赖的有效联系，势必使协同工作变得容易，而且使工作充分扩展到整个集体。在环境影响评价中，通过会

议和公众对环境影响声明草案的评论，让公众参与环境影响评价是不可缺少的过程。专家举行的技术研究会议和主管权力的政府官员的会议同样是重要的。

令人痛心的是，许多环境研究计划陈旧，且执行不力，当中，我们可以指出四种不足之处：

（1）缺乏明确目标

在强大政治压力下，开始着手研究的政府部门尤其容易犯这种错误。维护海岸带环境的完美可以博得选票，但是，在贯彻执行这些政策的官员中也不时引起烦恼。此时，他们必须把注意力集中在主要问题上，并明确他们的目标。

（2）缺乏分析

这些研究似乎已经根据大量收集的资料，估计了评价的适合程度。在第十二章中我们已经论述过信息仅仅来源于对所收集的资料进行的分析和解释。只将潮汐要素进行罗列不能算是一个充分的物理海洋学研究，我们必须解释潮汐，并且从研究目的的角度来解释振幅和环流。仅仅是物种的排列同样也不能算是生物研究，必须在生态范围内解释被观察的物种。

（3）缺乏协作

一群空谈的专家经常遇到缺乏协作的问题。每个专家都沉迷在他自已的神秘工作中，探索到如此深度，以致没有一个人能够了解他。这种研究是特别有害的，因为参与者最终会不相信这种研究会有很大的成就，继而又着手对另外一些真实的或想像的问题进行缺乏协作的研究。如果这些研究是作为对纯理论的贡献，那自然没有什么危害，但他们绝不应该作为对环境评价的贡献而大肆宣扬。

（4）缺乏领导

在某些决策人眼里，环境保护和管理几乎没有什么重要性，这些人把任务委派到下级，但下级又因为太缺乏经验而不能胜任环境管理者的角色。

我们假定所有的障碍都已被克服，同时，海洋物理学家是评价小组的一部分。那么，有两个更重要的因素决定着海洋学家的行为，这就是：①研究结果将在经济领域里鉴定，而该领域又决定于对成本-收益的分析；②运用海洋学资料进行海岸水体的管理，以便维护水生生态系统。

第二节　成本-收益分析

成本-收益分析的基本思想是确定每一个重要方案的货币价值，计算总成本和总收益时，如果收益大于成本，则应实施此方案。估算中可采用货币单位，因为它仍然是最方便的衡量标准，然而，当估计一件"难以计价"的商品时，如自然风景，这种单位尤其难以使用。

成本-收益分析是组成经济学的一个活跃分支，它有自己专门的方法和一套技术术语。在这里，作一简单的描述，目的是让你熟悉一些术语，并使你能够正确了解环境成本-收益分析面临的一些独特的问题。

在理论上，成本-收益分析应该是一种"运用"，在运用过程中，要为产生最大收益和最小成本的潜力对各种不同的方案作出选择（包括无影响和不建设的选择）。因为每个人对于什么构成收益和什么构成成本至少有一种直观的评价，所以，用成本-收益方法进行影响评价是充分合理的。然而，在这种世界性的问题中，更多的经常出现的是"灰色"，

它比简单的“黑色”和“白色”要多，所以难于把货币价值分配到不可捉摸的因素中去。私人的成本和收益一般比社会成本和收益容易计算。私人成本和收益是那些个体或公司从完成特定项目中得到的，它不同于社会成本和收益，因为它忽略了不为市场价格所反映的外部影响。

这些统称为外部影响的一个例子是生产者排放没有经过处理的废气或废液而导致的事件。此时，社会的成本难以估价，因为它取决于介质的同化能力。如果这个能力没有超过负荷，那么，成本可能很低，或甚至为零。然而，如果倒入废物的河流下游的水用于饮用，而这种水又要额外的经费以恢复到人类饮用可接受的质量标准，则这个额外的成本便可以计算了。

成本是指满意地完成一个项目所需要的货币支出，或者，相反地指“坐失良机”时所损失的货币价值。换言之，我们先前实施项目所获得的收益成为了不实施这个项目的成本。收益．通常是根据人们愿意为该项目所带来的有利结果而付出多少钱来确定。

所有这些都存在一定的随意性，在第十章列出的刚毛藻问题中可以得到说明。收益的货币价值(即消除废物公害)，可以根据调查表来决定，该表将咨询曼杜亚（Mandurah）居民，看他们愿意为减轻这个问题付出多少额外的税款。

这里有两个较接近的问题。一个是“免费乘车”的问题，如果人们相信他们不必付钱也可以得到好处，他们就不愿意付钱。相反，当他们被质询时，他们总是夸口说愿意交钱，但果真要他们支付应付出的数额时，他们又自食其言。

最后值得指出的是，海水往往被认为是用之不竭的自然资源，它不能被买卖，但可以被开发和利用。这样的资源容易

遭受“公害”。如众所周知的英国农村对自由牧区的过度开发，每个牧主和牧民都觉得只有在公共牧场饲养尽可能多的牛群，在短期内就可以获得最大收益（尽管这种不合作的态度在长时间内是灾难性的）。为了避免这种过度开发的灾难，高度工业化的国家非常重视自然资源和对它的保护。这是因为富有国家对世界的矿产、森林、渔业、石油，以及其他能够买卖和运输的物品等生产资源需求量极大。可是，随着经济活动而发生的高度污染和能源消耗却给自然资源带来了沉重的负担。

第三节　水生生态系统

现在的海岸环境管理方法强烈地依赖于那称为生态系统管理的概念。收益管理包括了用各种手段使个人获得最大的报酬，与此同时，开发则又是一种管理，是一种对人类在一段时间内生态生产率减少结果的管理。

描述生态系统的一种方法是通过它们的营养结构进行：谁吃谁？种群中的摄食关系将决定从物理环境到植物之间能量和营养物质的流向，植物，作为第一营养级，起着食物生产者的作用，并从此上升到消费者的更高一个营养级（参阅图13.1）。

估计潜在渔获量的理论方法，要求对这个区域的初级生产力和把初级生产者（藻类和其他植物）转化为鱼所需的营养能级的生态效率进行预估。表13.1指出，把地球看作一个整体时的情形，并说明为什么海岸和上升流区比起开阔的海洋能成为更大的渔场。事实上，那里有较低的营养级，因

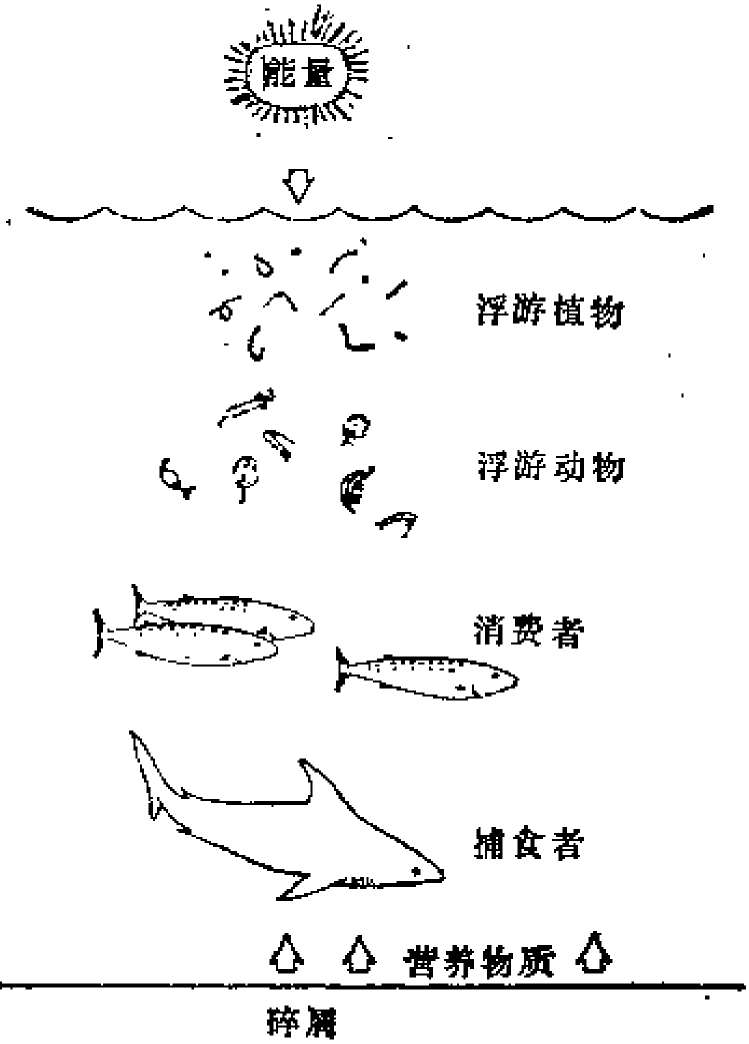


图13.1. 营养能级。图中说明初级生产力所需要的光能随深度而减小，并限于表层；相反，营养物质从底层的碎屑向上扩展，这两个层次在高生产力区域中是相互叠加的。

此，从营养物到食用鱼的转化进行得更加有效。

初级生产力依赖于光和营养物的供给。此外，也依赖于物质现存量，正是这些存在的物质把营养物重新加工成新的原生质。当有足够营养物存在时，浮游植物光合作用的速度与下列因素成比例：①相对光合作用速度，可根据类似于图11.9中的曲线获得；②现存浮游植物的浓度，一般是用每立方米水柱中的叶绿素来表示，而浮游植物光合作用的速度反

表 13.1. 年潜在渔获量估计表

区域	面积 (km^2)	生产率（克碳/m^2）（可采光量）	碳 (10^9t)	营养能级	每个营养级的效率 (%)	渔获量 (t)
海洋	326×10^6	50	16.3	5	10	16×10^5
海岸	36×10^6	100	3.6	3	15	12×10^7
上升流	3.6×10^5	300	0.1	1.5	20	12×10^7

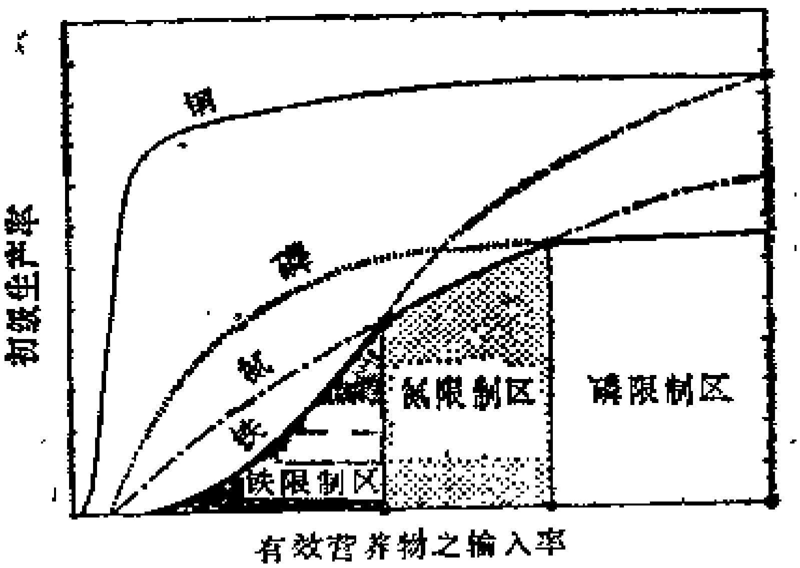


图13.2. 限制初级生产力的营养因子假想顺序图。限制率位于实线的下方，它首先受制于铁，然后为氮（铁不再成为限制因素），最后是磷。某些营养物，如铜，则始终呈过量状态。

比于它的浓度；③光的消光系数 K。

在上升流区，有浮游植物所需要的丰富营养物质，因此，初级生产量取决于可采光量。然而，在上升流区以外的绝大多数沿岸水域，浮游植物的生长则为氮的获得量所控制，这在图10.5中已反映出来。可以看到浮游植物的生长（用叶绿

素测定）要待氮量丰富后才开始。其他具有较慢生长动态的初级生产者，它们有时能够积聚充足的氮，但其生长被摄入的磷控制。

现在再回到图10.5上来，注意叶绿素浓度的尖峰值。这时，它被称为水华(藻类的茂盛时期)，并且在佩尔内湾容易出现大面积漂浮的绿色的浮垢。在一定条件下的河口，它并不构成显著的危害，但在另外一些地方，或者由于溶解氧浓度的降低，或由于有害物质的产生，或偶尔两者兼而有之的原因，水华均会造成鱼类的死亡。佛罗里达的赤潮就是一种被称为涡鞭毛藻的浮游植物造成的浮游植物华，它导致了美国东南部水域的鱼和贝虾类的大量死亡。

生物的生长速度被供应量最不足的生长因素的获得性所限制，我们把这种概 念 称 为 最小利伯格定律。图13.2把这个定律以图解的形式表示出来，图中示出限制初级生产力的营养因素的假想顺序。在这特定的例子里，痕量元素（诸如铜）供量丰富，但初级生产速度在粗线条下面，首先被铁限制，然后（当可获得较多的铁时）被氮限制，最 后 被 磷 限制。

生态系统管理需要有完善的营养能级的知识，以及施加于该能级中某一环节的控制力的知识。渔业管理，这种几乎是整个最高营养级起作用的工作存在着一些问题。20世纪以前，流行的渔业生产理论认为海洋中的鱼类种群是不会竭尽的。然而，到本世纪才认识到，随着捕捞压力的加大，大量捕捞的鱼类种群的捕获量已不能再增加，并且很明显，所有渔场都有一个开发的和可捕量的上限。

目前的许多渔业管理基础是最大容许渔获量(MSY)。这个理论的概念（尚有不少争议）设想存在一个最佳渔获量，

它在开发不足的低捕捞强度与过量捕捞的危险性之间相平衡。然而，当按照MSY标准进行全球常规检测时，我们发现绝大多数的结果都接近于MSY，达到MSY或者超过MSY。因为野生的鱼类是公共资源，任何人都可以开发，所以过份开发已经发生，在处理公共资源的时候，个人极少按整体最佳渔获量的准则来行事，而集中于短期收益上。人们希望：专属捕渔区的公告将导致这种特别资源得到更好的管理。

第四节 污 染

在前面各章中已经讨论了污染的各个方面。它们大约可以分成下列七个方面：沉积物、有机物、除草剂与杀虫剂、石油、放射性物质、热以及普通的垃圾。过去，控制污染是通过常规监测以保证水质标准不受破坏，而对违法者则施以重罚，甚至令其完全停业。这种系统的任务是：切实地确保受纳水体只在法定限制以下被污染。现在的观点则是要求任何潜在排污者制定“最佳的管理实施”，或“最佳的可行技术”，把他们自己的排出物的污染负荷减到最小。同时，设立应急费用（与税收一起加在产业拨款项目上），为突发性灾难，诸如轮船溢油或大量危险化学品的释放等，筹措必要的行动资金。

沉 积 物

从河流带来的自然输沙量常常可能很高，但一般地说，它们被限制在大暴雨的一段时间里。港口工程、疏浚和其他

近海建筑可能扰动泥沙，并产生不良影响。它降低了光线透射和光合作用，还使底层生活的动物和植物被窒息、鱼卵被损害。另外，水对废物的同化能力也被减弱，虾贝类，特别是牡蛎受掩埋从而造成死亡。

有 机 物

有机物污染也许是最普遍的污染类型，而且，它大量的是一种间接的影响。河口中的低溶解氧和富营养化是这个问题的两种不同表现，在第五章和第十章已经分别对它们进行了讨论。

由城市污水处理产生的有机物的富集能够造成这类问题。现在已经确认，在处理这种腐臭物质时有好的方法。在现代污水处理工程中，允许对污水中固体的沉淀进行厌氧发酵，大部分碳被释放，并和氢相结合形成沼气，这种气体可以收集用作燃料，而余下的淤泥则成为很好的肥料。固体沉淀后，澄清的液体可以转到一个细流过滤器上，在那里剩余的无机物被煤渣层氧化，且染上细菌、原生动物、真菌和藻类，以及苍蝇的幼虫和蠕虫。细菌和真菌薄膜把有机物分解为简单的无毒形式，昆虫和其他动物则消除细菌薄膜的过量生长。这时，溶液几乎不再含有腐臭物，且能安全地排放到自然界水中。

化 学 物

化学污染可能造成直接危害，因为它含有毒物。这些物品类似于工业自身具有繁多的品目：苯酚类、氰化物、砷

（特别来自冲洗羊和牲畜的消毒水）、氯、熟石灰和许多重金属的化合物。有害的化学物品可以直接造成鱼类死亡，倒入河流的油漆能杀死那里所有的鱼。处理这样有害残余物的唯一办法是把它稀释到无害程度。

重金属特别有毒。牡蛎和扇贝能够积累诸如汞、镉等重金属，并在体内富集，直到它们成为有毒的食物。某些鱼也可以积累重金属，使吃了这种鱼的人产生水俣病（Minimata），这些在第五章已作阐述。

化学污染也有间接的。悉尼的许多海滨是以美丽的诺福克松树而著名，它们在60年代中期莫名其妙地枯萎死亡，深入的环境研究已揭示了死亡的原因在于海滨附近污水口排出的洗涤清净剂。洗涤清净剂降低了水的表面张力，当沾有洗涤清净剂的浪花飞扬于松树叶上时，降低的表面张力允许盐份透过叶片组织从而使它枯黄。

杀虫剂和除草剂

海鸟能够积累高浓度的长效杀虫剂，诸如DDT。当杀虫剂进入食物链后，杀虫剂残余物不断地被聚集浓缩，这样，海鸟就容易产下破裂的或薄壳的蛋，以致不能繁殖。另外，DDT以及其他氯化烃类，如异狄氏剂、艾氏剂、狄氏剂，对鱼类也非常有毒。如果这些农药雾在喷射作物时被吹入水域，就会引起大量的鱼类死亡。

石　油

天然油膜的特性在第九章已作介绍。目前，阻止和清除

的办法依赖于拦油栅，它是用一种香肠似的漂浮袋子作保护层，紧接着的是作清除用的抽水分液器。在Torrey Canyon号油船溢油事故后，曾用洗涤剂清洗海滨，那知过量的洗涤剂造成的生态危害远比石油自身产生的危害大，此事导致洗涤剂的使用倍遭冷落。

关于防止溢油事故（或任何其他危险物排放）的环境措施，通常包括了要规划出一定的隔离区，在区内禁止进行某些特殊的活动。例如：如果人们希望保证某个海上公园不受来自勘探的石油污染，那么，开钻的绝对禁区应在什么地方呢？图13.3标示了决定这个任务的简单方法。其中包括了绘制假定的溢油轨迹（假如石油将从这个被保护的位置溢出），并且绘制这方面的足够多的轨迹，以便能够确定它们的统计可信界限。接着，进行隔离区的确定：首先在透明纸上勾画出含有95%溢油路径的极值轨迹，然后，把透明纸旋转180°，所得的线确定了隔离区的边界。至于隔离区的最远界面，则需要根据石油所假定的扩散速度和衰减时间决定。

注意，在图13.3的初始计算中，需要有旋转180°区域的风和水流资料，最后得到摸拟石油溢出全都发生在陆地。

放 射 性 核 素

不列颠的核电站位于海滨，它们定期地向海湾和近岸水域排放污水，从而形成世界上海边放射性物质处理最集中的地区之一。慎重的操纵运行以及核电站附近的自然水流，将使电站的排放物扩散，并减少其潜在的污染。一个例外是，位于爱尔兰海的坎伯蓝的温斯克尔核电站，对残余的核燃料进行处理，而一些裂变产物则被排入爱尔兰海。少量的Ru—

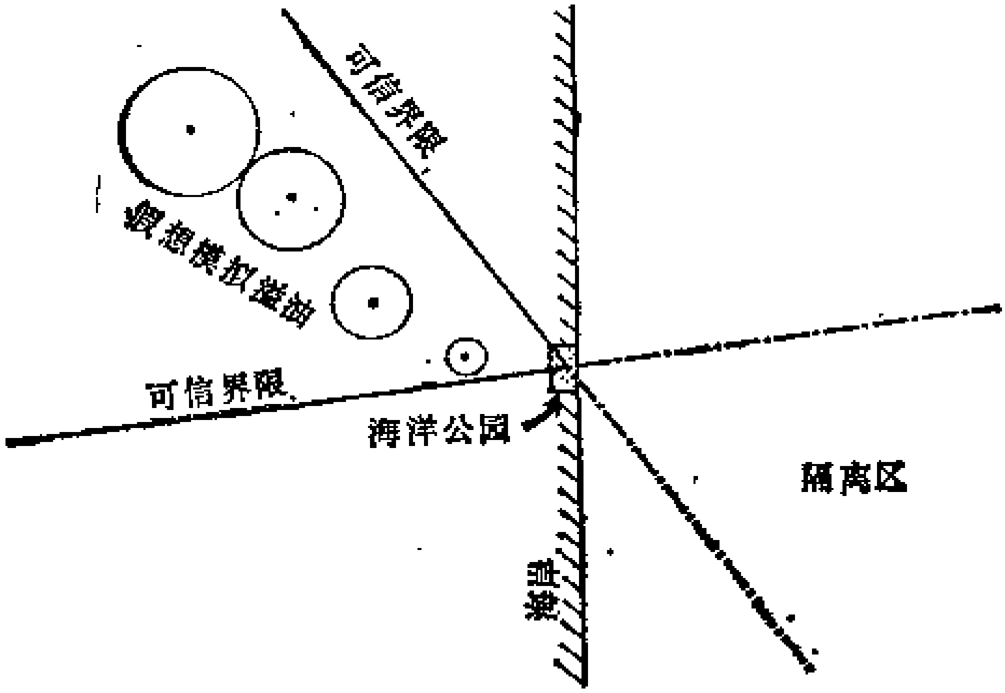


图13.3. 隔离区是一个完全由可信界限所限制的油扩散带状域。此域中95%的溢油将被除去。它由模拟溢油路径旋转180°而得。

106在海藻类中受到富集，人们用它制成威尔斯海产食品“紫菜面包（Laverbread）”，后来经测试发现，用户的放射核素辐射量均在安全极限之内。

从这份研究和其他研究得出的一般结论是，目前，关于放射性污染的情况是使人放心的。核工业以自己的保护标准自豪，它远在技术变得普及之前就被采用了。然而，公众的关心仍然是强烈的，因此，在任何环境评价中，任何可能的放射性都需要谨慎地研究和论证。

热 污 染

由于热水的溶解氧比低温水的溶解氧少得多，同时，温度大约超过37℃后，能够适应这种温度的植物和动物数目很

快减少，因此，热也是一种污染。温度高于42℃，只有极少数的生命能够生存。

在温带地区，热电厂冷却塔释放的热水对河口生态系统的影响似乎有利，它对提早和延长夏季生长期都有影响。然而，在比较热的地区情况就大不相同，在美国东南沿岸和墨西哥湾，夏季温度已经接近许多海洋生物生长适应的上限。

此外，许多小无脊椎动物被吸入冷却系统和发电厂，从而使它们在剧烈的振动、加热以及加在水中以抑制长在管道中的有机体的低浓度氯中受害。浮游植物似乎可以毫无伤害地通过这全过程，但是在河口产卵的幼小鱼类却不一定能够忍受同样的条件。

普通垃圾

向水体大批倾倒垃圾是现代环境令人讨厌的现象之一。更糟糕的是在社会具有巨大流动性的今天，人们能够有机会参观大量的、甚至是很远的美丽风景区，但是，其中不少人士缺乏公德，乱丢垃圾，危害环境。

附　　录

为使读者能更深入了解自己所感兴趣的问题，下面把有关图、表的出处列出，以供读者参阅。

1.1 From D. L. Inman & B. M. Brush, *Science*, 181,20-31,1973.

1.2 Based on R. W. Galloway & M. E. Bahr, *Australian Geographer*, 14,244-247,1979,and B. B. Mandlebrot, *Fractals*, W. H. Freeman, 1977.

1.3 From A. S. Monin, V. M. Kamenkovich & V. G. Kort, *Variability of the Oceans*, John Wiley, 1977.

1.4 Courtesy of Dr R. Legeckis, ESSA, NOAA.

1.5 From G. A. Riley, H. Stommel & D. Bumpus, *Bull. Bingham Oceanog. Coll.* 12,1-169, 1949.

1.6 Courtesy of Esso Australia Ltd, from *Oil—The Vital Search.*

1.7 From G. W. P. George (ed.), *Australia's Offshore Resources: Implications of the 200-mile Zone*, Australian Academy of Science, 1978 (p. 99).

2.5 From P. D. Komar, *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice Hall, 1976, and from C. J. Galvin, *J. Geophys. Res.* 73, 3651-3659,

1968.

2.6 Based on data of C. J. Galvin in *J. Geophys. Res.* 73,3651–3659,1968, and in R. E. Meyer (ed.), *Waves on Beaches and Resulting Sediment Transport*, Academic Press, 1972(pp. 413–455).

2.8 Based on F. Hjulstrom, *Uppsala Univ. Geol. Inst. B.* 25,221–527,1935, and updated by H. Postma in G. H. Lauff (ed.), *Estuaries*, American Assoc. Advancement Science, Washington 1967 (pp. 158–179). See Chapter 7 of A. J. Raudkivi, *Loose Boundary Hydraulics*, Pergamon, 1967, or Chapter 9 of Komar, op. cit., for information about the Shields curve.

2.9 From Komar, op. cit., after P. D. Komar & D. L. Inman, *J. Geophys. Res.* 75,5914–5927,1970.

3.2 From B. Kinsman, *Wind Waves*, Prentice Hall, 1965.

3.5 From M. S. Longuet-Higgins, *Proc. Roy. Soc.* A352,463–480,1977.

3.6,3.7 From W. J. Pierson, G. Neumann & R. W. James, *Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics*, U. S. Hydrographic Office Publication 603,1955.

3.8	From *New Scientist*, 6 January 1977 (Vol. 73, No. 1033).
3.9	From D. L. Cutchin & R. L. Smith, *J. Phys. Oceanog.* 3,73-82,1973.
Table 4.2	Equilibrium tidal amplitudes are from E. W. Schwiderski, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 243-268,1980. The Hook of Holland values are taken from J. J. Dronkers, *Advances in Hydroscience*, 10,145-230,1975.
4.4	Based on C. L. Pekeris & Y. Accad, *Phil. Trans. Roy. Soc.* A265,413-436,1969.
4.6	Courtesy of the French Embassy, Canberra.
4.7	From *Australian National Tide Tables*, courtesy of the Hydrographer, R.A.N.
4.8	From D. G. Provis & R. Radok, *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 30,295-301,1979.
4.9	From C. D. Winant, *Rev. Geophys. Space. Phys.* 17,89-98,1979.
5.1,5.2	Based on data in Unesco, *National Oceanographic Tables*, National Institute of Oceanography, Great Britain and Unesco, Paris, 1966. Updated by W. Wilson & D. Bradley, *Deep Sea Res.* 15,355-363,1968 and R. G. Perkins & E. R. Walker, *J. Geophys. Res.* 77,6618-6621,1972.
Table 5.1	Based on seawater data in J. P. Riley and G. Skirrow, *Chemical Oceanography*, Aca

demic Press, 1965, and freshwater data in B. A. Whitton (ed.), *River Ecology*, Blackwell, Oxford, 1975.

Table 5.3 — Based on R. W. Houghton, *J. Phys. Oceanog.* 6,900–924,1976.

Table 5.3 — From *Cockburn Sound Environmental Study*, 1976–1979, Report No. 2, Dept. Conservation & Environment, Western Australia, 1979.

5.5 — Based on data in H. W. Harvey: *The Chemistry and Fertility of Seawater*, Cambridge University Press, 1960.

6.5 — Based on data of T. Gustafson & B. Kullenberg, *Goteborgs K. Vet. Vitt. Samih. Handl. Femte Fljoden* (Goteborgs Oceanog. Inst.), 3 (6),1933.

6.7 — Based on G. R. Cresswell, T. J. Golding & F. M. Boland, *J. Phys. Oceanog.* 8,315-320, 1978.

6.8,6.9 — From C. D. Booth, Tom Beer and J. D. Penrose, *Am. J. Phys.* 46,525–527,1978.

7.1 — From E. B. Kraus (ed.), *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, Pergamon Press, 1977.

7.3 — From T. J. Hart and R. I. Currie, *"Discovery" Reports*, 31,123–298,1960.

7.4	From H. U. Sverdrup, M. W. Johnson & R. H. Fleming, *The Oceans: Their Physics, Chemistry and General Biology*, Prentice Hall. 1942.
7.5	From E. B. Kraus, 1977, op. cit.
7.6	From P. Petrusevics, Major factors in near-shore water movement, M. App. Sci. thesis, Western Australian Institute of Technology, 1981.
8.1	From Tom Beer, *Atmospheric waves*, Adam Hilger, 1974.
8.3	From B. R. Ruddick & J. S. Turner, *Deep Sea Res.* 26,903–914,1979.
8.6	From A. Okubo, *Deep Sea Res.* 18,789, 1971.
8.7	From G. T. Csanady, Circulation in the coastal ocean, *EOS, Transactions of the American Geophysical Union*, 62,9–11,1981.
8.8	From M. Bowman & W. Esaiais (eds.), *Oceanic Fronts in Coastal Processes*, Springer Verlag, 1979.
8.9	From R. A. Kerr, *Science*, 28 October 1977, vol. 198, p. 387 (source: P. L. Richardson).
8.10	From J. C. Andrews, *Deep Sea Res.* 24, 1133–1148, 1977.
Table 9.1	From N. Bowditch, *American Practical Navigator*, U. S. Defence Mapping

Hydrographic Center, 1977.

9.2 — Photograph courtesy of A. Scott.

Table 9.2 — Mainly based on data in *The State of the Environment in OECD Member Countries*, OECD, Paris, 1979.

9.6 — From Natural Systems Research Pty Ltd., Liquids Project Oil Spill Trajectory Study, 1981.

9.7 — From *Report by Director of Meteorology on Cyclone Althea*, Aust. Govt. Publishing Service, Canberra, 1972. Reproduced by permission of the Director of Meteorology.

9.9 — Based on D. P. Hoult (ed.), *Oil on the Sea*, Plenum Press, New York, 1969 (pp. 53–63).

9.10 — From S. D. Gedzelman & W. L. Donn, *Monthly Weather Rev.* 107,667-681. For a diagram of a coastal low see *Q. J. Roy. Met. Soc.* 103,432–433,1977.

10.1, 10.2 — From E. P. Hodgkin, P. B. Birch, R. E. Black & R. B. Humphries, *The Peel–Harvey Estuarine System Study* (1976–1980), Report No. 9, Department of Conservation & Environment, Western Australia, 1980.

Table 10.1 — All data except for the Fly river are based on J. N. Holeman, *Water Resources Res.* 4,737–741,1968. His flow estimates tend to be high when compared to more recent

determinations of mean flow in major rivers. The Fly river data are from Natural Systems Research Pty. Ltd.

Table 10.2 From M. R. Gourlay and P. G. Flood, *Proc. Conf. Environmental Engineering, Townsville*, pp. 159–163, Australian Inst. Engineers, 1981.

10.3 From G. L. Pickard, *Descriptive Physical Oceanography* (2nd edition), Pergamon Press, 1975.

10.4 From D. I. Smith & P. Stopp, *The River Basin*, Cambridge University Press, Cambridge, 1978.

10.7 From E.C.F. Bird, *Coasts* (2nd edition), A. N.U. Press, Canberra, 1976.

10.8 From G. R. Cresswell & M. A. Greig, *Aust. J. Mar. Freshwater Res.* 29,345–353,1978.

11.2 Courtesy of Dr. J. D. Penrose.

11.5 Based on data from R. J. List (ed.), *Smithsonian Meteorological Tables* (6th edition), Smithsonian Institution, Washington, 1951.

11.6 Based on A. Defant, *Physical Oceanography*, Pergamon, 1961.

11.7 From Sverdrup *et al.*, op. cit., 1942.

11.8 From N. G. Jerlov, *Marine Optics*, Elsevier, Amsterdam, 1976.

11.9 Based on J. H. *Steele, Limnology & Oceano-*

grapyh, 7,137–150,1962.

11.10	From D. E. Barrick, M. W. Evans & B. L. Weber, *Science*, 198,138–144,1977 (courtesy of D. E. Barrick).
11.11	From T. Beer, *Remote Sensing Env.* 9,65–85,1980.
11.12	Courtesy of NOAA.
12.1	Courtesy of Natural Systems Research Pty Ltd.
12.2	Based on R. L. Falconer & D. J. Linforth, *Winds and Waves in Bass Strait*, Meteorological Summary, Commonwealth of Australia Bureau of Meteorology, Melbourne, 1972. Reproduced by permission of the Director of Meteorology.
12.3	From C. J. Krebs. *Ecology*, 2nd edition Harper & Row, New York, 1978 (p. 530).
Table 13.1	From J. H. Ryther. *Science*, 166,72–76, 1969. There is an extensive discussion on the reliability of these estimates in Chapter 6 of G. A. Rounsefell. Ecology, utilization and management of marine fisheries', C. V. Mosby Co., Saint Louis, 1975.

符　号　表

a	加速度
a_τ	自相关系数
A	波幅
A	反射率
b	环流元空间距
B	鲍恩比
B_D	底曳力系数
c	波速（光、音或波浪）
c_τ	互相关系数
C_p	比热
C_D	曳力系数
d	比重
d	距离
D	直径
D	距离
D_O	溶解氧浓度
D_E	厄克曼深度
e	蒸汽压
E	单位面积的能量
E	蒸发
f	科氏参数
F	力

g　重力加速度

g'　修正加速度

h　波高

h　Plank恒量

H　水深

H_s　透明度板沉入深度

I　波动（能流）强度

I_o　参考强度

I_b　黑体能流

J　沿岸输沙

k　波数

K　扩散率

l　涡动长度

L　距离

L　蒸发潜热

m　质量

M　动量

n　数

N　单位体积质点数

p　压力

p　单位波锋长度的能量

p_T　总能量

p_l　单位长度的向岸能量

q　比湿

Q　流量

Q　热能流动率

r　半径

R　反射系数

r_i　惯性振荡半径

s　光散射系数

S　盐度

S_H　层化参数

S_L　声级

t　时间

t_f　冲刷时间

T　波动周期

T_i　内波周期

T　温度

TS　目标强度

u, v　水平速度分量

u_*　摩擦速度

U　速度

U_e　卷挟速度

V　体积

V_g　波动能量传播速度（群速）

w　垂直速度

w'　垂直风速扰动

W　风速

x, y　水平距离

x_i, y_i　数据资料集

X　横断面

z　垂直距离

Z　声阻抗

Z　Z变换

α	风因子
α	风与流间的水平夹角
β	体散射系数
γ	湿度计算常数
Γ	消光距离
δ	Fractal量纲
Δ	水汽压梯度
ε	发射率
ζ	风因子
η	Austausch 系数（涡度粘滞）
θ	角度
κ	消光或衰减系数
λ	波长
Λ	弥散系数
μ	动力粘滞系数
ν	频率
ρ	水密度
ρ_a	空气密度
σ	Knudsen 参量
σ^2	方差
τ	切应力
φ	纬度
χ	散射截面
ξ	岸滩坡度
ψ	波锋与海岸夹角
ω	角频（角速度）
Ω	地球自转角频（角速度）

缩 写 词

AOU	表观氧消耗
ARAND	随机扰动分析计算程序
AXBT	空投投掷式温深仪
BOD	生化需氧量
BTG	温深仪
CAPTAIN	含噪声时序系列分析计算辅助程序
CTD	导电率-温度-深度仪
CZCS	海岸带彩色扫描器
DDT	二氯二苯三氯乙烷、滴滴涕
DO	溶解氧
EEZ	专属经济区
FAS	充分成长风浪
FFT	快速富里埃变换
GENSTAT	通用统计程序包
GOSSTCOMP	海温计算全球业务
IAPSO	国际海洋物理科学协会
IMSL	国际数学与统计库
IUGG	国际大地测量及地球物理学会联合会
LANDSAT	陆地（资源）观测卫星
MBT	机械式温深仪
MSY	最大容许渔获量
NAVSAT	卫星导航系统
NOAA	国家海洋大气管理局（美）
OTEC	海洋热能转换

PAR	光合活性辐射
RADAR	雷达
SAR	合成孔径图像雷达
SCUBA	斯库巴，自携式水下呼吸器
SI	国际单位系统
SL	声级
SST	海洋表层水温
STD	盐-温-深仪
TS	温-盐
TS	目标强度
UK	联合王国
UN	联合国
UNCLOS	联合国海洋法会议
USA, US	美利坚合众国
VHRR	极高分辨红外辐射仪
XBT	投掷式温深仪

阅 读 资 料

（一）

1. 普通海洋学

属于基础教材的普通海洋学教本实在不少，但我认为有两本是有相当吸引力的

K. K. TUREKIAN: *Oceans*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, N. J. (2nd edition, 1976).

D. A. ROSS: *Introduction to Oceanography*, Prentice-Hall (2nd edition, 1977).

更多地面向生物方面的，则有

F. S. RUSSELL & C. M. YONGE: *The Seas*, Frederick Warne & Co., London (4th edition, 1975).

R. V. TAIT: *Elements of Marine Ecology*, Butterworths, London (2nd edition, 1972).

下面的一本则有更高的水平

H. U. SVERDRUP, M. W. JOHNSON & R. H. FLEMING: *The Oceans*: Their physics, Chemistry and General Biology, Prentice-Hall (1942).

2. 物理海洋学

近几年，出版界中出现了好几本具有中等水平的有关物理海洋学的书，它包括：

G. L. PICKARD & W. J. EMERY: *Descriptive physical Oceanography*, Pergamon (4th edition, 1982).

J. A. KNAUSS: *Introduction to physical Oceanography*, Prentice-Hall, 1978.

S. POND & G. L. PICKARD: *Introductory Dyna-*

mic Oceanography, Pergamon, 1978.

其中的后两本更多地应用了数学方法。有关物理海洋学中较为正规的教本为：

G. NEUMANN & W. J. PIERSON: *Principles of Physical Oceanography*, Prentice-Hall, 1966.

不过，任何认真求学的学生还应进一步考虑

B. A. WARREN & C. WUNSCH (editors): *The Evolution of Physical Oceanography*, M. I. T. press, Cambridge, Mass., 1980.

至于对浅海特别感兴趣的读者，则应进一步阅读：

C. B. OFFICER: *Physical Oceanography of Estuaries and Associated Coastal waters*, John Wiley & Sons, New York, 1976.

3. 特殊的课题

B. B. MANDELBROT: *Fractals-Form, Chance and Dimension*, W. H. Freeman & Co., 1977.

先要了解海洋法者：

G. W. P. GEORGE (ed.): *Australia's Offshore Resources: Implications of the 200-mile Zone*, Australian Academy of Science, 1978.

能量问题

有关能源问题可以阅读下列书籍

M. KENWARD: *Potential Energy*, Cambridge University Press, 1976.

该书包括了传统及可替的能源问题，而

J. A. CONSTANS: *Marine Sources of Energy*, Pergamon Press, 1979.

则还考虑了七种近海能源，包括：潮能、波能、外海风能、海洋生物转换能、温差能、盐差能及海流的能量。

生物模拟

下面一部作品，包括了目前阶段中生物模拟六个方面的综述，即：

E. D. GOLDBERG, I. N. McCAVE, J. J. O'BRIEN & J. H. STEELE (eds.): *The Sea*, Vol. 6 (Marine Modelling), John Wiley & Sons, New York, 1977.

(二)

下面为有关海岸过程方面图文并茂的书籍：

W. BASCOM: *Waves and Beaches*, Anchor Books, Doubleday & Co. Inc., New York, 1964.

至于海洋过程方面的课本，主要有

P. D. KOMAR: *Beach Processes and Sedimentation*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J. 1976 (429PP)

Shore Protection Manual, published by the US Army Coastal Engineering Research Center (3rd edn, 1977). It is sold through the US Government Printing Office.

R. L. WIEGEL: *Oceanographical Engineering*, Prentice. Hall, Englewood Cliffs, N. J. 1964 (532PP).

R. SILVESTER: *Coastal Engineering* (2 *volumes*), Elsevier Scientific Publishing, Amsterdam, 1974.

有关海洋带管理及其有关这方面的内容，读者可在下列书目中找到

B. H. KETCHUM (ed.): *The Water's Edge, Cri-*

tical Problems of the Coastal Zone, MIT Press, Mass., 1972 (393PP)

and

J. R. CLARK: *Coastal Ecosystems Management (A Technical Manual for the Conservation of Coastal Zone Resources)*, John Wiley & Son, New York, 1977 (928PP).

(三)

本书第二章所述的 KORMAR、WIEGEL 与 SILVESTER 有关波浪方面的较合适的资料为

N. F. BARBER: *Water Waves*, Wykeham, London 1969.

B. KINSMAN: *Wind Waves*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1965.

P. H. LE BLOND & L. A. MYSAK: *Waves in the Ocean*, Elsevier, Amsterdam, 1978.

较为新颖的资料，则为

P. H. LE BLOND & L. A. MYSAK: Ocean waves: a survey of some recent results, *SIAM Review* 21, 289—328, 1978.

L. A. MYSAK: Recent advances in shelf wave dynamics, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 211—241, 1980.

任何读者，如要了解波动物理方面的材料，则可阅读

F. B. CRAWFORD: *Waves*, McGraw-Hill, N. Y., 1968.

H. J. PAIN: *Physics of Wave Motion*, John Wiley, N. Y. (2nd edition, 1976).

K. E. MONEY: Motion sickness, *Physiological Rev.* 50, 1—39, 1970.

(四)

谈及潮汐内容的单科读物为：

E. LISITZIN: *Sea Level Changes*, Elsevier, Amsterdam, 1974.

Cdr. D. H. MacMILLAN: *Tides*, C. R. Books Ltd., 1966.

G. H. DARWIN: *The Tides*, Freeman, San Francisco, 1962.

至于平衡潮理论问题及其它，则包括在：

H. LAMB: *Hydrodynamics*, 6th edition, Dover, New York, 1945.

有关潮汐分析，可在下列著作中找到

G. GODIN: *The Analysis of Tides*, University of Toronto press, 1972,

J. J. DRONKERS: Tidal theory and computations, *Advances in Hydroscience*, 10, 145—230, 1975,

内容较新的著作则为

E. W. SCHWIDERSKI: On charting global ocean tides, *Rev. Geophys. Space Phys.* 18, 243—268, 1980.

海平面的长周期水位变化，在不少地学方面的书籍中都有叙述的内容，其中出众者为

J. R. ROSSITER: Long term variations in sea-level, *The Sea*, 1, 590—610, 1962.

至于内潮方面的资料，则在

C. WUNSCH: Internal tides in the ocean, *Rev. Geophys. & Space Phys.* 13, 167—182, 1975.

B. J. MASON: Towards the understanding and prediction of climatic variations, *Q. J. Roy. Met. Soc.* 102, 473—498, 1976.

（五）

述及海洋水体的不少物质的物理或自然性质，均可在下面所列的书目中找到

O. I. MAMAYEV: *Temperature-Salinity Analysis of World Oceans*, Elsevier, Amsterdam, 1975.

E. R. LEWIS and R. G. PERKIN: Salinity: its definition and calculation, *J. Geophys. Res.* 83, 466—478, 1978.

J. P. RILEY and G. SKIRROW (eds): *Chemical Oceanography*, Academic Press, London, 1965.

有关营养盐与浮游植物之间相互作用的经典著作为

H. W. HARVEY: *The Chemistry and Fertility of Sea Waters*, Cambridge University Press, 1960.

至于水质问题，则可参考

UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY: *Water Quality Criteria*, 1972 (EPA. R. 73.033, available from the US Govt. Printing Office).

B. T. HART: A *Compilation of Australian Water Quality Criteria*, AWRC Technical Paper no. 7 Aust. Govt. Publishing Service, Canberra, 1974.

U. FOERSTNER & G. T. W. WITTMAN: *Metal Pollution in the Aquatic Environment*, Springer-Verlag, Berlin, 1979.

（六）

这一段谈及的基本概念也同样可应用到气象学中。任何有关海洋物理或动力气象的进一步了解可从下列书籍中获得

S. L. HESS: *Introduction to Theoretical Meteorology*, Holt, Rinehart & Winston, 1959.

J. R. HOLTON: *Introduction to Dynamic Meteorology* (2nd edition), Academic Press, N. Y., 1979.

至于海洋环流方面的知识，则可从

A. S. MONIN, V. M. KAMENKOVICHE, V. G. KORT: *Variability of the Oceans*, New York, John Wiley & Sons, 1977.

M. E. STERN: *Ocean Circulation Physics*, Academic, N. Y., 1975.

了解；对漂流方面，下列书籍叙述尤详

H. STOMMEL: *The Gulf Stream* (2nd edition), University of California Press, 1966.

在环流中，各种流体力的作用可从各种各样的流体动力学课本中得悉

I. MICHELSON: *The Science of Fluids*, Van Nostrand Reinhold Co., New York, 1970.

G. K. BATCHELOR: *Introduction to Fluid Dynamics*, Cambridge University Press, 1967.

H. LAMB: *Hydrodynamics* (6th edition), Dover, N. Y., 1945.

F. W. SEARS & G. L. SALINGER: *Thermodyn-*

amics, Kinetic Theory and Statistical Thermodynamics, (3rd edition 1975) Addison-Wesley, Reading, Mass.,

进一步的详情则可在下列书籍中了解

R. B. BIRD, W. E. STEWART & E. N. LIGHTFOOT: *Transport Phenomena*, John Wiley and Sons, New York, 1960.

另外，下列书籍则为较高级之材料

V. P. STARR: *Physics of Negative Viscosity Phenomena*, McGraw-Hill, N. Y., 1969,

L. M. FOMIN: *The Dynamic Method in Oceanography* Elsevier, Amsterdam, 1974.

（七）

边界层的概念多出自气体动力学与古典的边界层理论

H. SCHLICHTING: *Boundary Layer Theory*, McGraw-Hill, New York, 1960 (647pp.)

与其相似的海-气边界层则在下列著作中给出了详细的说明

T. R. OKE: *Boundary Layer Climates*, Methuen, London, 1978 (372pp).

E. J. PLATE: *Aerodynamic Characteristics of Atmospheric Boundary Layers*, US Atomic Energy Commission, Oak Ridge, 1971 (190pp).

G. A. McBEAN (ed.): *The Planetary Boundary Layer*, Technical Note 165, World Meteorological Organisation, Geneva, 1979 (201pp).

对近岸来说，这方面的著作有

O. M. PHILLIPS: *Dynamics of the Upper Ocean*, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge,

1977 (330pp).

E. B. KRAUS (ed.): *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, Pergamon Press, Oxford, 1977 (325pp).

对上升流则为

R. L. SMITH: Upwelling, *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.* 6, 11–46, 1968.

至于近岸边界层，那一直是一个十分活跃的研究领域，其中之书目有

G. T. CTANADY: Circulation in the Coastal Ocean, EOS (*Transactions of the American Geophysical Union*), 62, 9–11, 41–43, 73–75, 1981.

G. T. CSANADY: *Circulation in the Coastal Ocean*. D. Reidel, Dordrecht, 1982 (274pp).

有关这方面在数学上的说明，可参看：

G. T. CSANADY: The coastal jet conceptual model in the dynamics of shallow seas, in E. D. Goldberg *et al.* (eds.), *The Sea*, vol. 6, John Wiley, New York, pp. 117–144, 1977.

C. D. WINANT: Coastal circulation and wind induced currents, *Ann. Rev. Fluid Mech.* 12, 271–302, 1980.

J. S. ALLEN: Models of wind-driven currents on the continental shelf, *Ann. Rev. Fluid Mech.* 12, 389–434, 1980.

至于底层边界问题方面的叙述，可参看：

A. J. RAUDKIVI, *Loose Boundary Hydraulics*, Pergamon Press, Oxford, 1967 (331pp).

（八）

混合问题在工程方面的应用，可参看

H. B. FISCHER, E. J. LIST, R. C. Y. KOH, J. IMBERGER & N. H. BROOKS: *Mixing in Inland and Coastal Waters*, Academic Press, New York, 1979.

F. S. SHERMAN, J. IMBERGER & G. M. CORCOS: Turbulence and mixing in stably stratified waters, *Ann. Rev. Fluid Mech.* 10, 267–288, 1978.

G. T. CSANADY: *Turbulent Diffusion in the Environment*, D. Reidel, Dordrecht, 1973.

至于对流作用的流体力学机制的详细说明，下列书籍可提供进一步了解的资料

J. S. TURNER: *Buoyancy Effects in Fluids*, Cambridge University Press, Cambridge, 1973.

K. N. FEDEROV: *The Thermohaline Finestructure of the Ocean*, Pergamon Press, Oxford, 1978.

海洋锋，则可从下列两本著作中找到

M. J. BOWMAN & W. E. ESAIAS (eds.): *Oceanic Fronts in Coastal Processes*, Springer-Verlag, Berlin, 1978.

Journal of Geophysical **Research**, Issue No. C9, September 20, 1978 (Ocean Fronts).

（九）

有关海-气相互作用方面的参考书目数目众多，然而，较为合适的为：

A. H. PERRY and J. M. WALKER: *The Ocean-Atmosphere system*, Longman, London 1977.

J. G. HARVEY: *Atmosphere and Ocean*, Artemis

Press, London 1976.

要进一步探索的则为：

H. U. ROLL: *Physics of the Marine Atmosphere*, Academic Press, New York 1965.

E. B. KRAUS: *Atmosphere-Ocean Interaction*, Oxford University Press, Oxford, 1972.

在不少水文学与气候学著作中，都有谈及水循环问题，例如

W. D. SELLERS: *Physical Climatology*, University of Chicago Press, Chicago, 1965.

J. P. BRUCE & R. H. CLARK: *Introduction to Hydrometeorology*, Pergamon, Oxford 1966.

R. K. LINSLEY, M. A. KOHLER & J. L. H. PAULHUS: *Hydrology for Engineers* (2nd edition), McGraw-Hill, New York, 1975.

需要进一步讨论油膜问题的读者，可参考：

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES: *Petroleum in the Marine Environment*, National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1975.

（十）

下列书籍中你可以找到有关河口与河口水文学的有关知识：

K. R. DYER: *Estuaries: A Physical Introduction*, John Wiley & Sons, London, 1973 (140pp.).

D. M. McDOWELL and B. A. O'CONNOR: *Hydraulic Behaviour of Estuaries*, Macmillan, London, 1977 (292pp).

至于要了解详细的、有关其中的数学问题，则可找

C. B. OFFICER: *Physical Oceanography of Estua-*

ries, John Wiley & Sons, N. Y., 1976 (465pp.).

H. B. FISCHER, E. J. LIST, R. C. KOH, J. IMBERGER & N. H. BROOKS: *Mixing in Inland and Coastal Waters*, Academic Press, N. Y., 1979 (433pp).

有关河口污染与管理，下列书籍有所叙述

M. G. GOSS: Effects of waste disposal operations in estuaries and the coastal ocean, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 6, 127–143, 1978.

TEXAS DEPT. WATER RESOURCES: *The Influence of Freshwater Inflows upon the Major Bays and Estuaries of the Texas Gulf Coast*, Report LP-115, 1979 (Austin, Texas).

E. P. HODGKIN, P. BIRCH, R. HUMPHRIES & R. BLACK: *The Peel–Harvey Estuarine System Study*, Report No. 9, Dept. Conservation and Environment, Western Australia. (Available from the Department of Conservation and Environment, 1 Mount Street, Perth).

进一步有关珊瑚礁问题，可参看

H. J. WIENS: *Atoll Environment and Ecology*, Yale University Press, 1962.

I. BENNETT: *The Great Barrier Reef*, Frederick Warne & Co. Ltd., 1973.

G. L. PICKARD: *A Review of the Physical Oceanography of the Great Barrier Reef and Western Coral Sea*, Monograph Volume 3, Australian Institute of

Marine Sciences; Australian Govt. Publishing Service, Canberra, 1977.

W. G. H. MAXWELL: *Atlas of the Great Barrier Reef*, Elsevier, New York, 1968.

（十一）

除了在第一章已对海洋仪器的几个方面作了详细的说明之外，下面的几本书叙述了不足的那部分

W. BASCOM: Instruments for studying ocean pollution, *J. Env. Eng. Div.* (*Proc. ASCE*), 103, 1-8, 1977.

F. DOBSON, L. HASSE & R. DAVIS (eds.): *Air-Sea Interaction Instruments and Methods*, Plenum Publishing Corporation, New York, 1980.

有关航海部份有

N. BOWDITCH: *American Practical Navigator*, US Defense Mapping Agency Hydrographic Center Publication No. 9, Washington D. C., 1977.

对于一般的遥感检测，读者可阅读下列书籍

E. C. BARRETT and L. F. CURTIS: *Introduction to Environmental Remote Sensing*, Chapman & Hall, London, 1976.

L. E. KINSLER and A. R. FREY: *Fundamentals of Acoustics* (2nd edn), John Wiley, New York, 1962.

声学、光学在海洋中的应用，有下列几本

C. S. CLAY and M. MEDWIN: *Acoustical Oceanography*, John Wiley, New York, 1977.

N. G. JERLOV: *Marine Optics*, Elsevier, Amster-

dam, 1976.

由于雷达在气象方面应用较广，读者如果感兴趣的话，可阅读

L. J. BATTAN: *Radar Observation of the Atmosphere*, University of Chicago Press, 1973.

若要了解海洋中使用的 HF 雷达，则有

D. E. BARRICK, M. W. EVANS & B. L. WEBER: Ocean surface currents mapped by radar, *Science*, 198, 138-144, 1977.

有关卫星方面的可阅读资料：

C. ELACHI: Spaceborne imaging radar, *Science*, 209, 1073-1083, 1980.

W. A. MOVIS *et al*: Nimbus 7 Coastal Zone Color Scanner, *Science*, 210, 60-66, 1980.

TOM BEER: Microwave sensing from satellites, *Remote Sensing of Environment*, 9, 65-85, 1980.

（十二）

时间序列分析与统计

J. W. TUKEY: *Exploratory Data Analysis*, Addison-Wesley, Reading, Mass., 1977.

E. R. KANESEWICH: *Time Sequence Analysis in Geophysics* (2nd edition), University of Alberta Press, Edmonton, 1975.

G. M. JENKINS and D. G. WATTS: *Spectral Analysis and Its Applications*, Holden Day, San Francisco, 1968.

模拟方面的材料颇多，但与近岸水体模拟有关的为：

D. M. McDOWELL and B. A. O'CONNOR: *Hyd-*

raulic Behaviour of Estuaries, Macmillan, London, 1977.

而与海洋及生态系统模拟有关的则有

J. C. J. NIHOUL (ed.): *Modelling of Marine Systems*, Elsevier, Amsterdam, 1975.

E. D. GOLDBERG, I. N. McCAVE, J. J. O'BRIEN & J. H. STEELE (eds.): *The Sea*, vol. 6 (Marine Modelling), John Wiley, New York, 1977.

E. B. KRAUS (ed.): *Modelling and prediction of the Upper Layers of the Ocean*, Pergamon, Oxford, 1977.

V. VEMURI: *Modelling of Complex Systems*, Academic, N. Y., 1978.

R. G. BENNETT and R. J. CHORLEY: *Environmental Systems*, Methuen & Co. Ltd, London, 1978.

G. C. VANSTEENKISTE (ed.): *Modelling, Identification and Control in Environmental Systems*, North Holland Publishing Co., Amsterdam, 1978.

（十三）

有关海岸带评价令人注目的参考书，可以认为是：

P. A. ERICKSON: *Environmental Impact Assessment (Principles and Applications)*, Academic Press, New York, 1979 (395pp).

J. R. CLARK: *Coastal Ecosystems Management (A Technical Manual for the Conservation of Coastal Zone Resources)*, John Wiley & Sons, New York, 1977(928 pp).

G. A. ROUNSEFELL: *Ecology, Utilization, and Management of Marine Fisheries*, C. V. Mosby Co., St. Louis, 1975 (516pp).

在生态方面可供参考的书籍为：

C. F. HICKLING: *Water as a Productive Environment*, Croom Helm, London, 1975.

G. K. REID & R. D. WOOD: *Ecology of Inland Waters and Estuaries* (2nd edition), D. Van Nostrand Co., New York, 1976.

R. S. K. BARNES & K. H. MANN (eds.); *Fundamentals of Aquatic Ecosystems*, Blackwell Scientific, Oxford, 1980 (229pp).

最后，有一本环境方面十分值得参考学习的著作，那是

W. CUFF & M. TOMCZAK jr. (eds.): *Synthesis and Modelling of Intermittent Estuaries*, Springer Verlag, New York, 1981.